

BEOBACHTUNGEN ÜBER PINGOS

DETAILUNTERSUCHUNGEN
IN OSTGRÖNLAND UND IN DER KANADISCHEN
ARKTIS

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON

FRITZ MÜLLER
AUS STEINMAUR (ZH)

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. H. BOESCH

MIT 40 FIGUREN UND 5 TAFELN

*Separatabdruck aus
Meddelelser om Grønland
Bd. 153, Nr. 3*

ZÜRICH 1959

BEOBACHTUNGEN ÜBER PINGOS

DETAILUNTERSUCHUNGEN
IN OSTGRÖNLAND UND IN DER KANADISCHEN
ARKTIS

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II
DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

VON

FRITZ MÜLLER

AUS STEINMAUR (ZH)

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. H. BOESCH

MIT 40 FIGUREN UND 5 TAFELN



*Separatdruck aus
Meddelelser om Grønland
Bd. 153, Nr. 3*

ZÜRICH 1959

Meinen lieben Eltern gewidmet



Digitized by the Internet Archive
in 2026

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Vorwort	7
I. Einleitung	
A. Überblick	9
B. Zielsetzung	9
C. Einführende Begriffe	9
D. Der Fachausdruck »Pingo«	12
II. Die Pingos südlich der Werner Bjerge, Ostgrönland	
A. Topographische und geologisch-morphologische Übersicht	13
B. Der »Klassische Pingo«	15
C. Der »Amphitheaterpingo«	17
D. Der »Felspingo«	18
E. Der »Mineralseepingo«	23
III. Die Pingos auf Traill Ø, Ostgrönland	
A. Einleitung und geographisch-geologische Übersicht	26
B. Ausrüstung	27
C. Der »Forellenseepingo«	28
D. Der »Kraterseepingo«	37
E. Der »Quellpingo«	41
F. Der »Gletscherpingo«	46
G. Der »Gänsepingo«	52
H. Der »Antezedenzpingo«	53
I. Die Pingos im Maanedal	54
IV. Morphogenese der Ostgrönlandpingos	
A. Abriss der Permafrost- und Klimaverhältnisse in Ostgrönland	56
B. Die Ostgrönlandpingos als offenes System und permafrostinternes Phaenomen	60
C. Zur Physik der Ostgrönlandpingos	62
1. Die mechanischen Kräfte	62
2. Das Temperaturregime	66
D. Zusammenfassende Formulierung der Entstehungshypothese für Pingos vom Ostgrönlandtypus	70
E. Diskussion und Würdigung der bisherigen Hypothesen über die Ent- stehung der Pingos vom Ostgrönlandtypus	71
V. Die Pingos im NE-Mackenzie Delta, Kanada	
A. Einleitung	73
B. Der »Crater Summit Pingo«	76
C. Der »Sitiyok Pingo«	83
D. Der Eiskeller bei Toker Point	90

E. Zusammenstellung und Diskussion einiger Eigenschaften der Pingo-eiskörper	90
1. Kristallgrösse und Dichtebestimmungen	90
2. Temperaturverhältnisse	94
VI. Morphogenese der Mackenziepingos	
A. Der Entwicklungszyklus der Mackenziepingos — das geschlossene System	97
B. Diskussion und Würdigung der früheren Erklärungsversuche für die Mackenziepingos	101
C. Zusammenfassung	102
VII. Die weltweite Verbreitung der Pingos im Lichte der Untersuchungen an den Ostgrönland- und Mackenziepingos	
A. Einleitung und Terminologie	104
B. Abriss der weltweiten Verbreitung der Pingos	106
1. Grönland	106
2. Kanadische Arktis	106
3. Alaska	107
4. Eurasien	109
C. Ergebnisse der Studie über die Verbreitung der Pingos	111
VIII. Schlussbetrachtung	112
IX. English Summary	115
X. Fachwörterverzeichnis	120
XI. Bibliographie	122

VERZEICHNIS DER ILLUSTRATIONEN

a) Textfiguren.

Seite

1. Karte der Verbreitung des Permafrostes in der nördlichen Hemisphäre ..	11
2. Übersichtskarte der Arbeitsgebiete in Ostgrönland	14
3. Der »Klassische Pingo« im Pingo Dal, Ostgrönland (Photo)	15
4. Gupfartige Erhebung im Krater des »Klassischen Pingos« (Photo)	16
5. Der »Felspingo« (Photo)	18
6. Die schiefgestellten Sandsteinkomplexe des »Felspingos« (Photo)	19
7. Der Ostschenkel der Sedimenthülle des »Felspingos« (Photo)	19
8. Das Spaltennetz auf der Antiklinale des »Felspingos« (Photo)	21
9. Im Durchbruch des Hauptflusses durch die »Felspingo-Antiklinale« (Photo)	21
10. Der »Mineralseepingos« (Photo)	23
11. Die aufgebogenen Sandsteinschichten des »Mineralseepingos« (Photo)	24
12. Der »Forellenseepingos« im Tal des Karupelv auf Traill Ø (Photo)	29
13. Querschnitt durch den östlichen Teil des »Forellenseepingos«	31
14. Die scharfe Trennung zwischen Auflagerndem und Eiskörper (Photo) ..	32
15 a. Typisches Kristallbild aus dem Eiskörper des »Forellenseepingos«	33
15 b. Ausschnitt aus Fig. 15 a. Original-Kontaktabzug	34
16. Temperaturen im »Forellensee« und im »Gletscherpingo«	35
17. Der »Kraterseepingos« (Flugphoto)	37
18. Profil durch die südliche Kraterwand des »Kraterseepingos«	39
19. Planskizze der Pingogruppe beim »Quellpingo«	42

	Seite
20. Der »Quellpingo« (Photo).....	43
21. Der Quellsee im Krater des »Quellpingos« (Photo).....	43
22. Der »Gletscherpingo« (Photo).....	47
23. Das Gletscherchen im Krater des »Gletscherpingos« (Photo).....	47
24. Schematische Zusammenfassung der Ergebnisse der Bohrungen und Grabungen im »Gletscherpingo«.....	49
25. Granulometrische Charakterisierung von Ostgrönland-Pingoeis.....	52
26. Planskizze des »Antezedenzpingos«.....	54
27. Hypothetischer Querschnitt durch einen Pingo vom Ostgrönlandtypus..	67
28. Übersichtskarte über das Mündungsgebiet des Mackenzieflusses, N.W.T., Kanada.....	74
29. Schematischer Querschnitt durch den »Crater Summit Pingo«.....	77
30. Die scharfe Trennlinie zwischen Sand und Eiskörper (Photo).....	78
31. Stratigraphisches Profil der Sedimente des »Crater Summit Pingos«....	79
32. Treibholz und Kreuzschichtung in der Auflage des »Crater Summit Pingos«	81
33. Siltklümpchen in einer Matrix von reinem Eis (Photo).....	82
34. Schematischer Querschnitt durch den »Sitiyok Pingo«.....	84
35. Schnitt durch den Permafrost der Grabungen im »Sitiyok Pingo«.....	85
36 a, b. Die verfalteten Sandbänder im Eiskeller bei Toket Point (Photos). 88/89	
37. Granulometrische Kurven für Bodeneisarten des Mackenzie Deltas.....	92
38. Pause eines Kontaktabzuges vom Eis des »Crater Summit Pingos«.....	93
39. Temperaturgang im Eiskörper des »Crater Summit Pingos«.....	95
40. Schema des mutmasslichen Ablaufs der Entstehung der Mackenziepingos	99

b) Tabellen.

I. Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im ostgrönländischen Pingo-gebiet.....	58
II. Granulometrische Werte und Dichte für Pingoeis aus Ostgrönland und Mackenzie Delta, Kanada, mit entsprechenden Zahlen von andern Bodeneisarten.....	91
III. Temperaturen und Niederschläge im Gebiet der Mackenziepingos.....	96

c) Tafeln.

I. Vollentwickelter Mackenziepingo.	
II. Ostgrönlandpingo im ersten Abbaustadium.	
III. Fortgeschrittenes Abbaustadium eines Ostgrönlandpingos.	
IV. Reaktivierung eines Altpingos vom Ostgrönlandtypus.	
V. Gruppenbildung bei den Ostgrönlandpingos.	

VORWORT

In den Sommern 1950 und 1951 liess Dr. Lauge Koch, Leiter der Dänischen Ostgrönlandexpeditionen, einige der Pingos von Ostgrönland durch den Luftphotographen E. Hofer aufnehmen. Mehrere dieser prachtvollen Dokumentarphotographien wurden seither des öftern reproduziert und diskutiert (BÜTLER 1954, Tafel V; MAARLEVELD und VAN DEN TOORN 1955, p. 350; PISSART, 1956, p. 127; HOFER 1957, p. 55, 116).

Zu einer Felduntersuchung des Pingophänomens ergab sich jedoch erst im Rahmen der Sommerkampagnen 1954 und vor allem 1955 Gelegenheit.

Prof. Dr. P. BEARTH, in dessen Team ich im Sommer 1954 in den Werner Bjergene mitarbeitete, unterstützte mein Vorhaben sehr, die Pingos südlich dieser Berggruppe zu untersuchen. Ihm und der tatkräftigen Hilfe meines Begleiters Dr. R. GANZONI ist es zu verdanken, dass im August 1954 in wenigen Tagen ein höchst wertvolles Dokumentarmaterial über diese aufschlussreichen Pingos beigebracht werden konnte.

Ein Stipendium der Carnegie-Stiftung für das akademische Jahr 1954/55 ermöglichte mir, meine Untersuchungen über die Pingos am Arctic Institute of North America und an der McGill University, Montreal, weiterzuführen. Die dortigen Institute boten Gelegenheit, einen Grossteil der schwer zugänglichen Literatur zu diesem Thema zu bearbeiten.

Im Frühling und Frühsommer 1955 organisierte ich unter dem Patronat des Arctic Institute of North America eine Kleinexpedition ins Mackenzie Delta, N.W.T., Kanada, um an den dortigen äusserst zahlreichen Pingos eine Vergleichsstudie zu den ostgrönländischen Formen durchzuführen. Die U.S. Air Force gewährte mir Gratistransport von Edmonton bis in mein Arbeitsgebiet und zurück. Der Eskimo David Nasoguluak von Tuktoyaktuk, der mich mit seinem Hundegespann zu den verschiedenen Arbeitsplätzen brachte, hat mir auch bei den anstrengenden Grab- und Bohrarbeiten stets treu geholfen.

Im Juli 1955 kehrte ich mit verbesserter Ausrüstung und arbeitsmethodischer Erfahrung zu den Ostgrönlandpingos zurück. Expeditionsleiter Dr. LAUGE KOCH und Dr. H. BÜTLER ermöglichten mir, die ganze Sommerkampagne 1955 zur Untersuchung der Pingos im Zentrum von

Traill Ø zu verwenden. EDMOND GIROUX war mir ein tüchtiger Gehilfe bei der teilweise sehr mühsamen Feldarbeit. — Nach dieser Expedition kehrte ich nochmals drei Monate nach Kanada zurück, um im Montreal Office des Arctic Institute of North America das Literaturstudium abzuschliessen.

Die Niederschrift des Manuskriptes wurde durch die Teilnahme an der Schweizerischen Mount Everest Expedition 1956 bis in den Sommer 1957 verschoben.

Es ist mir ein Bedürfnis, all den vorgenannten Personen und Institutionen herzlich zu danken. Dieser Dank gilt ganz besonders dem Expeditionsleiter Herrn Dr. LAUGE KOCH und den Herren Dr. H. BÜTLER und Prof. Dr. P. BEARTH, die sowohl durch ihre vielseitigen Anregungen, als auch dadurch, dass sie meine Feldarbeit im Rahmen des Gesamtarbeitsprogrammes der Ostgrönlandexpeditionen immer wieder grosszügig unterstützten, wesentlich zum Gelingen der vorliegenden Arbeit beitrugen.

Meinem verehrten Lehrer an der Universität Zürich, Herrn Prof. Dr. H. BOESCH, möchte ich für die vielseitige Förderung und Betreuung dieser Arbeit meinen herzlichsten Dank aussprechen. Er liess es sich selbst auf seinen Amerikareisen nicht nehmen, sein reges Interesse für meine Arbeit zu bekunden, indem er in New York und später nochmals in Chicago mehrere Tage für eine Besprechung dieser Arbeit reservierte.

Ferner bin ich Herrn Prof. Dr. A. L. WASHBURN, der die Freundlichkeit hatte, die Beschreibung der Verhältnisse im Mackenzie Delta durchzusehen und mir auch bei der Vorbereitung jener Expedition wertvolle Dienste leistete, sehr zu Dank verpflichtet.

In bezug auf die Literatur muss mitgeteilt werden, dass Quellen ganz verschiedener Wertigkeit benützt wurden. Besonders viele der russischen Arbeiten waren mir leider nur als 'abstracts' in »S.I.P.R.E.¹⁾ Report 12, Bibliography on Snow, Ice and Permafrost«, oder als 'Referate' in »Neues Jahrbuch für Mineralogie, etc« zugänglich. Diese Publikationen werden daher im Text mit + bezeichnet und sind im Literaturverzeichnis gesondert aufgeführt.

Mit Rücksicht auf die Rechtschreibung geographischer Namen, wie sie in den Meddelelser om Grønland gehandhabt wird, muss in einigen Fällen auf die konsequente Anwendung der deutschen Deklinationsformen verzichtet werden.

In bezug auf die russischen Orts- und Personennamen halte ich mich an die Schreibweise der Library of Congress, Washington, die den SIPRE Report 12 aufstellte. Die Doppellaute ts und ia schreibe ich aus drucktechnischen Gründen ohne den Bindebogen.

¹⁾ SIPRE = Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers, U.S. Army.

I. EINLEITUNG

A. Überblick.

Pingos sind hügelförmige Gebilde, die in aktivem Zustand nur in Permafrostgebieten gefunden werden. Sie erreichen eine Eigenhöhe von 50 m und mehr. Der zumeist kreisrunde oder ovale Basisumfang misst oft mehrere hundert Meter. Ihre Innenstruktur ist durch eine mächtige Eislinse charakterisiert.

Die vorliegende Arbeit präsentiert detailliertes Beobachtungsmaterial von je einigen Pingos in zwei getrennten Gebieten Ostgrönlands (Scoresby Land und Traill Ø) und stellt es in Beziehung mit Beobachtungen und Messungen an zwei typischen Pingos in der Kanadischen Arktis (NE-Mackenzie Delta, N.W.T.) (Fig. 1). Anschliessend an die Interpretation dieser beiden Pingogruppen sollen einige Beispiele von Pingos aus der Literatur, speziell aus Alaska und Sibirien, diskutiert werden.

B. Zielsetzung.

Das Ziel dieser Untersuchungen ist ein zweifaches: Erstens soll durch eine genaue Beschreibung des Phaenomens und das Mitteilen der Ergebnisse von ausgedehnten Grabungen und Bohrungen der Aufbau der wichtigsten Pingotypen klar gemacht werden. Die Interpretation dieses Materials soll zum besseren Verständnis einer höchst eigentümlichen Erscheinung des Periglazialbereiches beitragen.

Zweitens bringt es die Natur der Pingos mit sich, dass diese Arbeit einen Beitrag zur Permafrostlehre im allgemeinen und zur Frage der Grundwasserverhältnisse im Permafrost im speziellen liefern will.

C. Einführende Begriffe.

Selbst ein rasches Überfliegen der Literatur zeigt unzweideutig, dass das Auftreten von Pingos mit dem Vorhandensein von speziellen Permafrostverhältnissen verknüpft ist. Da aber der Permafrost im allgemeinen selbst bei Geologen und Geographen ein wenig bekanntes

Spezialgebiet der Periglazialmorphologie sein dürfte, soll einleitend auf einige Begriffe, Tatsachen und Theorien der Permafrostlehre hingewiesen werden. Als Ergänzung hierzu wurde im Anhang eine Auswahl von Fachwörtern zusammengestellt.

Als Permafrost bezeichnen wir jene Zone der Lithosphäre, die permanent (oder zumindest zwei Jahre) gefroren bleibt. Für feuchtigkeitsfreies Material kann Permafrost nur auf der Basis der Temperatur und der Zeit definiert werden (sogenannt trockener Permafrost). Beim Vorhandensein von Feuchtigkeit muss zusätzlich noch die Bedingung des festen Zustandes erfüllt sein (vgl. hierzu TABER 1943, p. 1436; MÜLLER 1947, p. 3 und p. 219; FROST 1952, p. 225).

Zwischen der *Aktivzone*, die dem jahres- oder tageszeitlichen Gefrieren und Tauen ausgesetzt ist, und der Permafrostoberfläche, sowie im Innern des Permafrostes können gegebenenfalls Zonen ungefrorenen Materials über lange Zeiträume bestehen. Die Russen bezeichnen dieses Ungefrorene um und in der Permafrostzone als »*Talik*« (MÜLLER 1947, p. 223). Von besonderem Interesse ist jene Talik, die die Permafrostzone wie ein Netz durchzieht. Diese Art Talik verdankt ihr Bestehen hohen hydrostatischen Drucken, schmelzpunktniedrigenden Mineralsalzen oder dem Aufstieg von sich komprimierenden Gasen, etc. Dadurch wird ein Wasseraustausch zwischen Supra- und Subpermafrostbereich möglich. Das Grundwasser in Permafrostgebieten tritt demnach als *Sub-, Intra- oder Supra-Permafrostwasser* auf (TOLSTIKHIN 1932⁺, 1933⁺, 1935⁺, 1939⁺, 1947⁺; CEDERSTROM u. a. 1953, p. 6—9).

Verbreitung und Mächtigkeit des Permafrostes:

Ca. $\frac{1}{5}$ der gesamten Erdoberfläche ist von Permafrost unterlegt (MÜLLER 1947, p. 4). Nach BLACK (1954, p. 839) sollen es sogar 26 % sein. Die mächtigsten Permafrostgebiete reihen sich rund um das Polarmeer. Die Mächtigkeit sowie die Durchgängigkeit des Permafrostes nimmt gegen die gemässigten Breiten hin ab. In der Subarktis sind zumeist nur noch sporadische Permafrostinseln zu finden. In der Hocharktis hingegen wurden gewaltige Permafrostmächtigkeiten festgestellt. Für die Yakutsk- und Khatangabecken gibt TOLSTIKHIN (1947⁺) eine Permafrostdicke von 100 bis 600 m, für das Tunguskabecken bis 500 m an. In den Kohlenminen von Braganza Bay auf Spitzbergen erreicht der Permafrost eine Mächtigkeit von 320 m (WERENSKIOLD 1953, p. 197), in Resolute Bay, N.W.T., Kanada, bis 390 m (FRANK A. COOK, mündliche Mitteilung), in Pt. Barrow, Nordalaska, bis 400 m (MACCARTHY 1952, p. 591). Der Permafrost scheint ein Relikt aus den Vergletscherungszeiten zu sein; er kann aber lokal auch unter den heutigen Klimabedingungen entstehen (MÜLLER 1947, p. 4). Die Tatsache, dass die grössten Mächtigkeiten des Permafrostes in den ehemals unvergletscher-

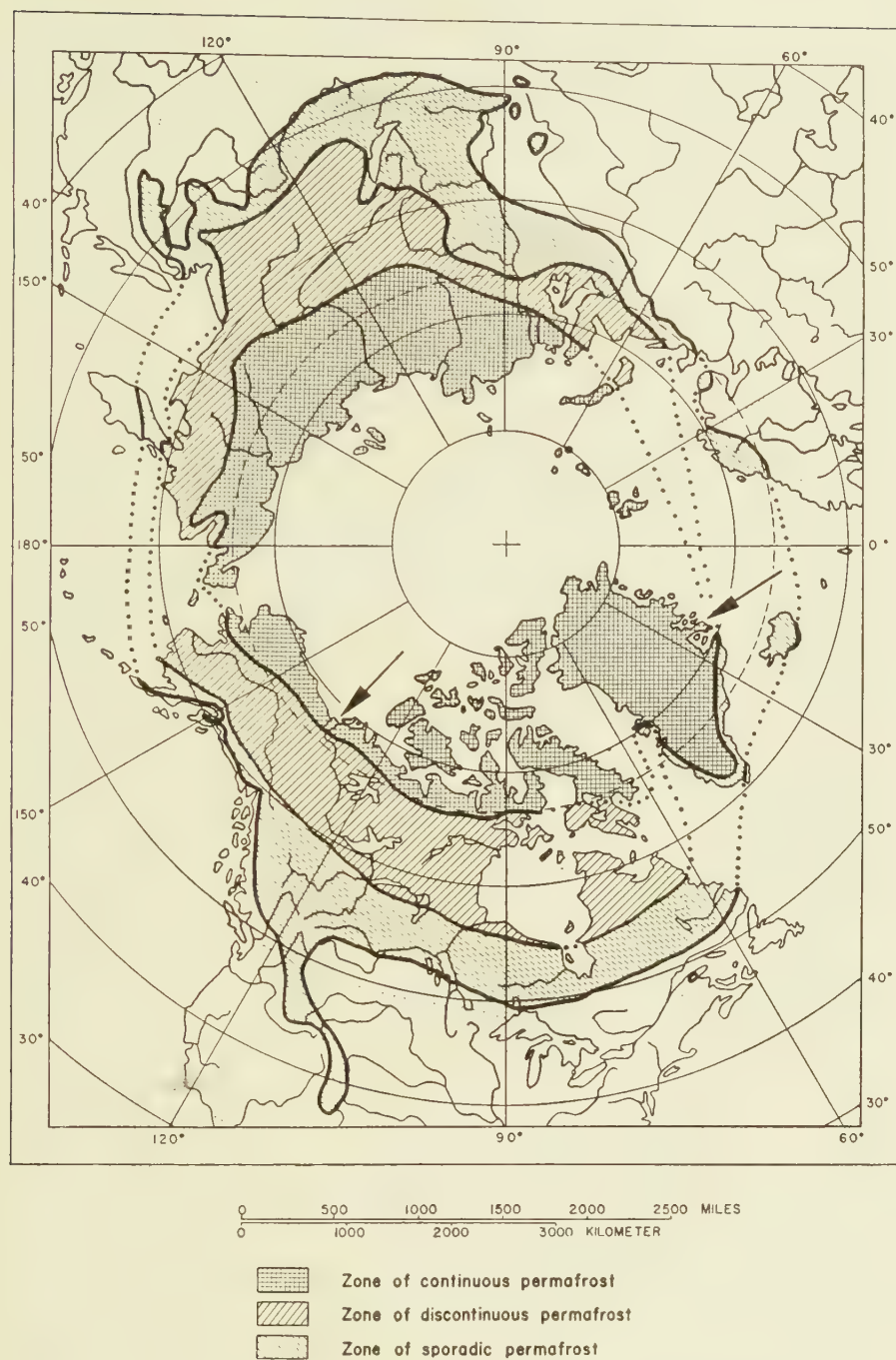


Fig. 1. Karte der Verbreitung des Permafrostes in der nördlichen Hemisphäre, nach R.F. BLACK (1954, p. 841). Die Pfeile weisen auf die Untersuchungsgebiete dieser Arbeit.

ten Zonen der Arktis liegen, deutet eine Beziehung zwischen der Ausdehnung der pleistocänen Vergletscherung und der gegenwärtigen Verbreitung des Permafrostes an (NIKIFOROFF 1928⁺). Unter Wasser- und Eiskörpern bestimmter Grösse wird selbst bei stark negativen Jahresmitteltemperaturen nach Berechnungen von WERENSKIOLD 1953, die durch Messungen bestätigt wurden, kein Permafrost gebildet. Grosse Flüsse scheinen den Permafrost ebenfalls stark zu schwächen (MULLER 1947, p. 24 und Fig. 13 & 14; HEMSTOCK 1953, p. 42; CEDERSTROM u. a. 1953, p. 9).

D. Der Fachausdruck »Pingo«.

Das Wort »pingo« oder »pingorsariuk« wird von den Eskimos des Mackenzie Deltas ausschliesslich für die vielen Hunderte, zumeist regelmässig konischen Hügel gebraucht, die im NE-Teil des Mackenzie Deltas bis zu 50 m über die flachwellige Umgebung hinausragen. Das Eskimowort »pingo« geht nach V. STEFANSSON (briefliche Mitteilung, Nov. 1954) auf das hinweisende Pronomen »pikka«, später »pinga« zurück und bedeutet »dort oben«. Die Silbe »sar-« in »pingorsariuk« gibt an: »starts to push out of the ground« (mündliche Mitteilung von Father LEMEUR, Tuktoyaktuk).

Der Vorschlag von PORSILD (1938, p. 46), die Bezeichnung »pingo« international anzuwenden, wird vom Verfasser dieser Arbeit der Einfachheit und Eindeutigkeit des Wortes wegen voll unterstützt. Zudem wird der Ausdruck schon jetzt von vielen nordamerikanischen Autoren verwendet (MULLER 1947, RICHARDS 1950, BLACK 1950 und 1954, WASHBURN 1950, SAGER 1951, FROST 1952, PIHLAINEN u. a. 1956, STAGER 1956).

Für den deutschen Sprachgebrauch wird vorgeschlagen, den Fachausdruck »Pingo« maskulin zu gebrauchen und die Mehrzahl sowie den Genitiv mit Hilfe eines s zu bilden.

II. DIE PINGOS SÜDLICH DER WERNER BJERGE, OST-GRÖNLAND

A. Topographische und geologisch-morphologische Übersicht.

Zwischen dem Schucherts Flod und dem mittleren Ørstedes Dal besteht eine direkte Verbindung. Dieses Verbindungstal verläuft ziemlich genau in Ost-West-Richtung. Es liegt $71^{\circ}48'$ N und erstreckt sich von $23^{\circ}30'$ W bis $24^{\circ}10'$ W. Es ist ca. 30 km lang. Der vielen Pingos wegen wird für dieses Seitental des Ørstedes Dal der Name Pingo Dal¹ vorgeschlagen. Der kleine See auf der Anhöhe des weitoffenen Transfluenzpasses nach dem Schucherts Flod ist als Lomsøen¹ bekannt. Auf der »Voreløbigt Kort 1:50.000, Northern Mining Company, Copenhagen« ist dieser See mit 510 m ü. M. kotiert. Die Berge nördlich und südlich des Pingo Dal, die Werner Bjerger, resp. Gurreholms Bjerger, erheben sich bis zu Höhen von 1300 m, resp. 1100 m ü. M. Das Tal zeigt in seiner Form glazialen Charakter. Es hält aber sehr schwer, im heutigen stark gereiften Zustand direkte Belege hierfür, z. B. Seiten- und Stirnmoränen oder gar Gletscherschiffe zu finden. Immerhin ziehen den beiden Talflanken mächtige Terrassensysteme entlang, die als Überreste einer bis zu 50 m mächtigen Grundmoräne gedeutet werden müssen. In der Gegend des Lomsøen ist der Anteil des kristallinen Geschiebes recht gross; im untern Teil des Pingo Dal treten Granit- und Gneisgerölle nur noch sehr sporadisch auf. Die heutigen Seitengletscher erreichen das Haupttal nicht mehr. Die Quartärablagerungen der heutigen Flussaue sind ausschliesslich von fluviatilem Charakter.

Die flächenhafte Landabtragung durch Solifluktion ist in dieser Gegend beträchtlich. Daraus erklärt sich zum Teil, warum die glazialen Residuen wenig Eindeutigkeit besitzen. Die vielen, kaum mehr aktiven grossformatigen Strukturbodenformen deuten ein Abflauen der kryologischen Prozesse an. Die zahlreichen Kammeisformen und Mikrostrukturböden, denen man besonders in der oberen Hälfte des Tales begegnet, beweisen ein häufiges Schwanken der Sommertemperaturen um den Gefrierpunkt.

Die mesozoischen und z. T. paläozoischen Sedimente, die vom Jameson Land ins Scoresby Land hineinziehen, steigen im allgemeinen gegen

¹ durch die dänische Namengebungskommission am 29/4 1957 genehmigt.

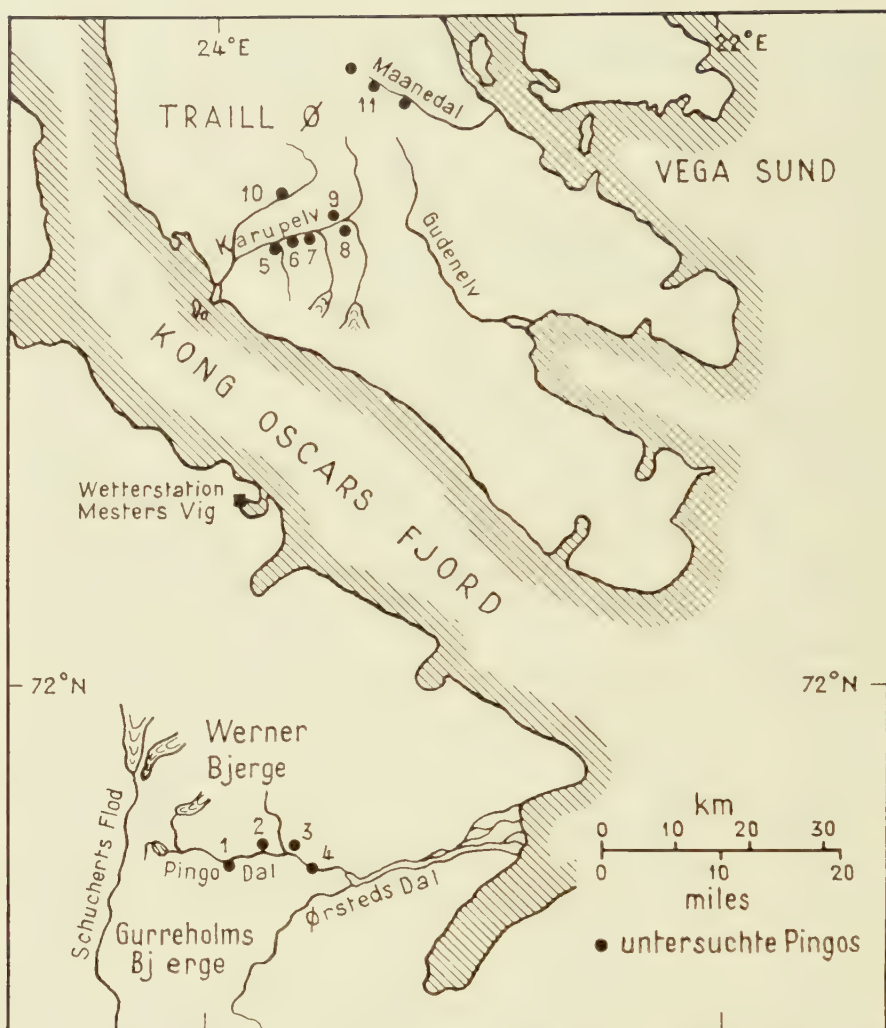


Fig. 2. Übersichtskarte der Arbeitsgebiete in Ostgrönland (Kartengrundlage: World Aeronautical Charts 40 und 55). 1 = »Mineralseepingo«, 2 = »Klassischer Pingo«, 3 = »Amphitheaterpingo«, 4 = »Felspingo«, 5 = »Antezedenzpingo«, 6 = »Forellenseepingo«, 7 = »Kraterseepingo«, 8 = »Gletscherpingo«, 9 = »Quellpingo«, 10 = »Gänsepingo«, 11 = »Maanedalpingos«.

die Werner Bjerge leicht an. Im Ost-West-Schnitt macht sich in den Sandsteinen, die das Pingo Dal charakterisieren, ein leichtes Einfallen gegen Osten bemerkbar. Vom Lomsøen talabwärts schreitend, wird man zuerst von grauen Sandsteinen begleitet (z. B. im »Mineralseepingo« anstehend); später werden diese von roten Sandsteinen abgelöst (z. B. im »Klassischen Pingo«). Diese Formationen sind wahrscheinlich karbonen Alters. Weiter im Osten, in der Gegend des »Felspingos«, stehen bunte Sandsteinserien mit kalkigem Bindemittel an. Im nördlichen



Fig. 3. Der »Klassische Pingo« im Pingo Dal, Ostgrönland, cf. Fig. 2, No. 2. Eigenhöhe: 32 m; Basisumfang 410 m. (Im Halbkreis campieren drei Leute).

Seitental, das beim »Amphitheaterpingo« mündet, und im »Felspingo« ist Gips zu beobachten.

Für die hydrologischen Verhältnisse des Gebietes von mindestens ebenso grosser Bedeutung wie die Lagerung der Sedimente sind die mächtigen basaltischen Gänge und Sills, die von einem tertiären Aktionszentrum in den Werner Bjergene radial ausstrahlen. Mehrere Basaltgänge schneiden das Pingo Dal quer. Diese Basaltriegel bewirken eine Kammerung der Grundwasser im Pingo Dal.

B. Der »Klassische Pingo«.

Beschreibung:

Der »Klassische Pingo«, der ca. 17 km östlich vom Lomsøen liegt, soll darum zuerst beschrieben werden, weil er in bezug auf Form und z. T. auch bezüglich Material und Lage geradezu ein Schulbeispiel eines Pingo darstellt. Er liegt auf der Nordseite des Pingoelv. Er ist um ca. 300 m Horizontaldistanz von der Schwemmebene des heutigen Flusses gegen den Hang versetzt. Seine Basis ist ca. 20 m höher als das Flussniveau. Schon aus 5 km Distanz fällt dieser Pingo durch seine gleichmässige Kegelstumpfform auf. Sein Basisumfang beträgt 410 m, der obere Umfang 220 m. Die maximale Erhebung über die umgebende Altfläche beträgt auf Grund von groben Messungen mit Schnur und



Fig. 4. Die östliche der beiden gupfartigen Erhebungen im Krater des »Klassischen Pingos«. Die Grössenverhältnisse werden durch den Mann rechts der Bildmitte gegeben.

Klinometer 32 m, die mittlere Erhebung über die Umgebung ist 27 m. Die Abhänge des 8—12 m tiefen Kraters, der das Innere einnimmt, haben eine Steilheit, die zwischen 35° und 45° variiert. Die äussere Abdachung ist etwas weniger steil, im Mittelwert nur 30—35°. Auf dem Kraterboden liegen zwei gupfartige Erhebungen von je 4 m Höhe (Fig. 4), und zwei Seelein von 8 m, resp. 4 m Längenausdehnung und 1,2 m, resp. 0,7 m Tiefe. Alle diese Masse beziehen sich auf den Zustand Ende August 1954.

Auf der Südseite des Kraterbodens muss noch vor kurzem ein ca. 3 m tiefes Seelein gelegen haben, das sich durch eine flusswärts gerichtete Bresche im Ringwall entleerte. Diese 10 m tiefe Kerbe im Ringwall scheint der Entwässerung eines vormals den ganzen Krater erfüllenden Sees gedient zu haben. Ein entsprechend mächtiger Schuttfächer breitet sich von dieser Stelle des Pingos bis zur Flussebene aus. Vorläufig konnten erst einige wenige Pflanzen auf diesem Delta Fuss fassen. Dies und der allgemeine Eindruck dieser Deltaschüttung deuten darauf hin, dass dieser Überlauf noch vor kurzem stärker benützt wurde als nur durch die Schmelzwasser des im Krater angesammelten Winterschnees. Ein wirklicher Beweis für den Austritt von Quellwasser, wie er später bei andern Pingos gefunden wurde, konnte jedoch für dieses Beispiel nicht erbracht werden.

Um den Aufbau dieses Pingos näher kennen zu lernen, wurden auf einem Ost-Westprofil sechs Testlöcher gegraben. Dabei begegneten wir durchwegs einem roten, grobkörnigen Sandstein und dessen Zerfallsprodukten, wie er in der Umgebung ansteht. In den Flanken des Pingos liess sich teilweise eine zur Aussenabdachung parallele Schichtung erkennen. Am Ostabhang wurde bis in halbe Höhe des Pingos eine bis 80 cm mächtige Schicht eines fluviatilen Schotters gefunden. Diese Beobachtung ist von besonderem Interesse. Im Innern des Kraters lagen bis 2 m³ mächtige Blöcke regellos durcheinander. Das scherbige und grusige Feinmaterial stammte von demselben Sandstein. Im Zentrum des Kraters und an den Wänden bis in eine Höhe von rund 5 m schien das Feinmaterial neu verbacken.

Bei der Grabung im östlichen Gupf (Fig. 4) begann in 60 cm Tiefe das Material zunehmend nasser zu werden. Leider konnte die Grabung nicht tiefer als 1 m geführt werden, so dass der wenig tiefer vermutete Eiskörper für diesen Pingo nicht bewiesen ist.

Deutung:

Die im »Klassischen Pingo« vorgefundenen Verhältnisse lassen sich wie folgt interpretieren: 1. Der am Pingoaufbau beteiligte Sandstein, der auch in der Umgebung auftritt, ist hier direkt unter dem Quartär anstehend. Dieses ist höchstens einige Meter mächtig. Nahezu punktförmig angreifende Kräfte haben Anstehendes und Quartär zugleich aufgewölbt. 2. In der Abbauphase scheinen Wasser, die ihren Ursprung im Innern des Pingos hatten, mitgewirkt zu haben. 3. Die beiden Gupfe werden als Reaktivierungen gedeutet.

C. Der »Amphitheaterpingo«.

Beschreibung:

Dieser Pingo liegt dort, wo von Norden ein grösseres Nebental ins Pingo Dal mündet. Das wasserreiche Flüsschen hat etwa einen Drittel dieses Pingos weggerissen. Der noch verbleibende hufeisenförmige Wall ist durchschnittlich 8 m, im Maximum 12 m höher als die Flussebene, von welcher der Pingo umgeben wird. Die äussere Abdachung ist rund 25° geneigt; der innere Abhang steht 30—33° steil. Der Kraterboden ist topfeben. Er ist gegenüber der Schotterebene des Flusses kaum erhöht. Materialmässig bestehen sowohl der noch verbleibende Ringwall wie auch der Kraterboden aus gerundetem Material. Am Südfusse und am Kraterrand liegen mächtige Blöcke. Diese ungerundeten Sandsteinblöcke haben Kantenlängen bis zu 30 cm und 50 cm.



Fig. 5. Der »Felspingo«. Die Hauptachse des im Grundriss ovalen Pingos steht quer zum Talverlauf. Die maximale Erhebung über die Flussaue beträgt 29 m. Im Mittelgrund der Photo, unmittelbar links des Hauptpingos, ist die neue Schlucht des von rechts kommenden Flusses zu sehen. (Grössenvergleich: Mann im Kreis).

Deutung:

Dieser amphitheaterförmige Pingorest ist völlig inaktiv und wahrscheinlich sehr alt. Die Soliflukts- und Strukturbodenformen auf dem Kraterboden und dem Ringwall, der Verwitterungszustand der Grobkomponenten und der Charakter der Vegetation lassen vermuten, dass dieser Pingo nur wenig jünger ist als die pleistocänen Altflächen, die die heutige Flussaue begleiten. Schwer erklärbar sind die grossen Blöcke an der Peripherie dieses Pingos; eventuell wurden sie durch den pingobildenden Vorgang in diese Lage befördert.

Der »Felspingo«.

Der »Felspingo« ist der am weitesten talabwärts gelegene Pingo, der von uns besucht wurde. Er liegt 20 km vom Lomsøen entfernt und legt sich wie eine Barriere quer über das Tal.

Die Hauptaufwölbung des »Felspingos« befindet sich ca. 120 m nördlich des Flusses. Am Aufbau dieses Pingos ist der anstehende Felsunterbau nicht nur durch lose Trümmer beteiligt, sondern durch mächtige, zum



Fig. 6. Im Krater des »Felspingos«. Blick gegen die schiefgestellten, stark zerbrochenen Sandsteinkomplexe des Kraterwalles. Mächtigkeit dieses Aufschlusses: 3,5 m.



Fig. 7. Der 26 m hohe und mindestens 8 m mächtige Ostschenkel der Sedimenthülle des »Felspingos«.

Teil noch zusammenhängende Gesteinskomplexe. Es handelt sich um einen dichten Sandstein, der ein leicht kalkiges Bindemittel besitzt. Ein zyklischer Wechsel von gelb-braunen, grauen und roten Bändern gibt dem Verband ein buntes Aussehen (Fig. 6).

Auffallend und von besonderem Interesse sind die faustgrossen, zum Teil bis kopfgrossen Gipsknauer und -linsen, die in diese Sandsteinschichten eingelagert sind. Es handelt sich um einen sehr feinkörnigen, alabasterartigen Gips. An einzelnen Stellen ist der Gips ausgelaugt, und lässt Nester mit einer zelligen Hohlstruktur zurück. Andernorts ist er sinterartig wieder abgelagert. In kleinen Kluftflächen dieses gut gebankten Gesteins findet man blättchenförmige, durchsichtige Gipskristalle. Besonders reich an schönen Gipskristallen sind die senkrecht zur Schichtung stehende Klüfte, die oft auch Rutschharnische zeigen.

Ein Komplex dieses Materials von mindestens 8 m Mächtigkeit wurde im »Felspingo« bis 70° steil gestellt. Der östliche Schenkel wurde in der untern Partie sogar leicht überkippt (Fig. 7), und durch seine Eigenlast doppelt geknickt, ragt er doch volle 26 m nahezu senkrecht in die Höhe. Der höchste Punkt des »Felspingos«, auf der Westseite gelegen, erhebt sich 29 m über das Flussniveau. In den obersten Teilen löst sich diese Gesteinsdecke in einzelne Schollen auf, die bis 20 m³ gross sind (Fig. 6).

Zuoberst, wo die Sedimenthülle infolge der Aufwölbung nicht mehr zusammenhängend ist, hat sich ein unregelmässiger Krater gebildet, der etwa 4 m tief ist. Im Zentrum dieser Einsenkung befindet sich ein Seelein. Dessen Tiefe betrug Ende August 1954 1 1/2 m. Die Temperatur des Wassers erreichte nur +0,5° C. Beim Graben am Ufer des Seeleins fanden wir unter einer Schicht von ungefrorenem Sand von 10—30 cm Mächtigkeit reines Eis. Leider war unsere Zeit zu knapp bemessen, um eine Korngrösse- und Dichtebestimmung dieses durchsichtig klaren Eises durchzuführen. Das abflusslose Seelein verdankt seine Entstehung der beginnenden Abschmelzung des Eiskörpers.

Unregelmässig wie der Krater und dessen See ist auch der Grundriss des eigentlichen »Felspingos«. Er ist oval bis birnförmig. Sein Basumfang beträgt 380 m.

Die in bezug auf das Zentrum des Pingos radial verlaufenden Spalten, die den Krater in mehrere Teilgipfel zerlegen, ziehen bis an die Basis, einzelne sogar über den scharfen Knick zwischen Pingo und Vorgelände hinaus bis weit in die Schotterebene hinein. Besonders die gegen Süden verlaufenden Spalten sind trotz der Schotterüberlagerung sehr deutlich sichtbar (Fig. 8).

Einzelne Spalten sind bis 1,5 m breit. Es lassen sich auch Querspalten beobachten. Zwei dieser zum Hauptpingo konzentrischen Spalten fielen durch ihre Frische auf. Beide besaßen Verlängerungen in das



Fig. 8. Spaltennetz auf dem flachen Rücken, der die Fortsetzung des »Felspingos« nach Süden bildet. Im Hintergrund der frische Einschnitt des Flusses.



Fig. 9. Im jungen Durchbruch des Hauptflusses durch die flache »Felspingo-Antiklinale«. Das Wasser fließt von rechts nach links.

Schotterniveau des heutigen Flusses hinein. Dort liess sich nachweisen, dass sich diese Spalten erst nach der letzten Frühjahrsschwemme des Flusses öffneten. Diese Beobachtung zeigt, dass der »Felspingo« weiterhin im Aufbau begriffen ist. Das Spaltennetz macht die flache Antiklinale, die nach Süden bis an die gegenüberliegende Talflanke reicht, besonders auffällig. Es ist dies eine Art Fortsetzung des Pingos.

Diese Antiklinale wurde vom Pingoelv in einem prächtigen Querschnitt aufgeschlossen (Fig. 9). Der anstehende Verband ist absolut identisch mit demjenigen, den wir in den beiden Sediment-Schenkeln des eigentlichen »Felspingos« beobachteten. Von besonderem Interesse ist die Beobachtung, dass im Querschnitt der Schlucht die Flusschotter auf der talaufwärts gelegenen Seite mit einer Oberflächendiskordanz von 2—3° auf die aufgewölbten Sandsteinbänke hinaufgreifen. Auf dem Scheitel der Antiklinale sind sie nur 1—2 m mächtig; am Ende des Westschenkels dagegen weisen sie eine Dicke von zumindest 5 m auf.

Die Anlage der Schlucht und die Verbandsverhältnisse der Schotter in deren Umgebung dürfen wie folgt interpretiert werden:

1. Der Fluss ist in bezug auf die Pingobildung antezedent.
2. Die »Felspingo«-Antiklinale stieg schneller auf als der Fluss sich einzuschneiden vermochte, was sich mit Hilfe von flussaufwärts gelegenen Stauterrassen belegen lässt.
3. Andererseits scheint diese Aufwölbung recht langsam erfolgt zu sein. Die langsam zunehmende Diskordanz zwischen Anstehendem und Schottern weist darauf hin, dass dieser Prozess während vielen Jahrhunderten andauert haben muss.
4. Es scheint, dass heute die Erosion gegenüber der Hebung aufholt, denn im heutigen Stadium lässt sich nur noch eine ganz geringe Flusstauung beobachten, was als ein Abklingen des pingobildenden Prozesses gedeutet werden darf.

In Verbindung mit diesem quer über das Tal verlaufenden Pingo kann ein Basaltsteilgang beobachtet werden. Er ist an zwei Stellen unmittelbar talabwärts des »Felspingos« aufgeschlossen. Er lässt sich auch in den Talflanken erkennen.

An der NNW-Flanke des »Felspingos« befindet sich in 5 m Höhe eine Wasseraustrittsstelle. Das Rinnsal hat die geringmächtige Schotterbedeckung, die auf dieser Seite den anstehenden Fels überlagert, weggeschwemmt. Ende August 1954 trat nur sehr wenig Wasser aus. Der ganze Verlauf des Bächleins ist durch weisse Ausblühungen gekennzeichnet. Viele Tausende von Moschusochsenspuren laufen an dieser Quellstelle konzentrisch zusammen. Diese Beobachtung darf nicht als Hinweis auf Kochsalz gedeutet werden. Die geochemische Analyse der Ausblühungen zeigte 70 % Ca (freundliche Angabe von Prof. KRANCK, McGill



Fig. 10. Der »Mineralseepingo«, von Süden gesehen. Höchste Erhebung über die Flussebene: 18 m. Im Vordergrund die weisse Fläche des zurzeit ausgetrockneten Mineralsees.

University, Montreal). Von den Verhältnissen auf hochgelegenen Weiden in den Alpen ist bekannt, dass unter kargen Weideverhältnissen sowohl die Kühe wie auch die Tiere der Wildbahn ein grosses Bedürfnis nach Kalzium entwickeln (ERWIN UEHLINGER, 1954).

Zusammenfassend darf gesagt werden, dass die Kräfte im »Felspingo« nicht punktförmig, sondern entlang einer quer über das Tal verlaufenden Linie angreifen. Das ganze Pingogebilde erhält dadurch eine längliche Form. Wahrscheinlich besitzt der Basaltsteilgang einen ursächlichen Zusammenhang mit dieser Form und deren Orientierung im Gelände, indem der Basaltriegel einerseits als Grundwasserstauer wirkt und andererseits eine Schwächung der Permafrostzone mit sich bringt. Zusätzlich hierzu wurden die Verbandsverhältnisse des Anstehenden durch Gips geschwächt.

E. Der »Mineralseepingo«.

Beschreibung:

Der »Mineralseepingo« (Fig. 10) liegt 10 km talabwärts des Lomsøen unmittelbar auf der Südseite des Pingoelv. Er besteht aus drei Abschnitten, die linear in Nord-Süd-Richtung aufgereiht, z. T. ineinander geschachtelt sind. Die beiden nördlichen Abschnitte stehen auf dem Niveau der heutigen Flussebene; die südlichste Sektion ist auf die ca. 5 m höher



Fig. 11. Die aufgebogenen Sandsteinschichten des »Mineralseepingo«.

liegende Altfläche aufgebaut. Der ganze Komplex von Erhebungen ist 200 m lang und misst an der breitesten Stelle der Basis rund 70 m. Die zentrale Gruppe ist die mächtigste. Ihre höchste Erhebung liegt 18 m über dem Flussniveau. Dieser mittlere Abschnitt ist von nahezu kreisrundem Grundriss. Die äusseren Abhänge sind sehr steil. An mehreren Stellen wurden Neigungen von 40° gemessen. Im Innern des unregelmässigen Kraters hat sich ein Jungpingo gebildet. Die Kulmination dieses Gupfes liegt gleich hoch wie der Rand des umgebenden Kraters. Der nördliche Abschnitt ist von mächtigen Rissen in einzelne Partien zerlegt. Oberflächlich ist das Material in Scherben zerfallen, besteht aber in der Tiefe aus mehr oder weniger zusammenhängenden Gesteinskomplexen. Belege hierfür finden sich am Nordende, wo der Fluss den Mineralseepingo angenagt hat. Dort sind die in der Umgebung des Pingos horizontal liegenden Sandsteinschichten auf kurze Distanz pingowärts aufgebogen und erreichen eine Steilheit von 50° , lokal sogar bis 90° (Fig. 11). Der graue Arkosesandstein, der sich am Aufbau des »Mineralseepingos« beteiligt, ist fein gebankt.

Dreissig Meter südlich des Flusses und parallel zu diesem quert ein Basaltgang die zum Pingo gehörende Erhebung und wird dabei auf einer Länge von ca. 60 m sichtbar. Auf der Kulmination wurde dieser Basaltgang durch den pingobildenden Prozess in einzelne Blöcke zerbrochen; er wurde also teilweise in die Pingobildung einbezogen.

Südlich dieses Pingos breitet sich ein mächtiger Mineralsee aus. Von zwei deutlich sichtbaren Austrittsstellen, die sich in nahezu halber Höhe des Pingos befinden, müssen mineralsalzreiche Wasser ausgetreten sein. In der flachen, etwa 500 m langen Mulde verdunsteten sie und liessen ihre Fracht als heute weithin sichtbaren schneeweissen Niederschlag zurück. Eine qualitative analytisch-chemische Untersuchung dieser Rückstände durch Prof. GÜBELI (ETH, Zürich) ergab, dass es sich um kalkige, gipshaltige Ausblühungen handelt. – Wie beim »Felspingo« führen auch hier Tausende von Moschusochsenspuren zu diesem Mineralsee. Die geringe Erosionswirkung des Wassers am Abhang des Pingos, sowie die Tatsache, dass der Mineralsee keinen Überlauf nach der rund 5 m tiefer liegenden Flussebene besitzt, sprechen dafür, dass diese Quellstellen nie sehr ergiebig waren. Andererseits lässt die grosse Menge der abgelagerten Mineralsalze vermuten, dass die Speisung des Mineralsees sehr lange andauerte. Es muss angenommen werden, dass sich während des Winters Aufeis bildete. Am Südwestabhang des Hauptpingos befindet sich eine dritte Quellstelle. Diese war Ende August 1954 nicht tätig. Die stärkere Erosion und das geringere Quantum an Ausblühungen weisen auf kurzfristigeres Funktionieren dieser Wasseraustrittsstelle hin.

Zusammenfassung und Interpretation:

Der »Mineralseepingo« ist der Dritte der bisher beschriebenen vier Pingos, der das lokal anstehende Gestein erfasste und in die Aufwölbung einbezog. Er steht in ähnlicher Weise wie der »Felspingo« mit einem Basaltsteilgang in Verbindung. Die Beziehung zu einem Gipslager konnte nur indirekt, nämlich durch die Analyse der Ausblühungen, nachgewiesen werden. Es wird vermutet, dass sich im Innern dieses Pingos ein noch nahezu ungestörter Eiskörper befindet.

III. DIE PINGOS AUF TRAILL Ø, OST-GRÖNLAND

A. Einleitung und geographisch-geologische Übersicht.

Im Tal des Karupel im mittleren Teil von Traill Ø (Fig. 2) sind auf kleinem Raum mehr als 20 Pingos zu finden. Schon auf einem Rekognoszierungsflug konnte festgestellt werden, dass dort sowohl Aufbau- wie auch Abbauförmungen vorhanden sind. Einzelne dieser Pingos stehen in den Alluvionen der Talsohle, andere befinden sich im anstehenden Gestein der Talflanken. Miniaturformen wechseln mit Monstergebilden ab. Es lassen sich sowohl Einzelgänger wie auch ganze Gruppen finden. Bei den meisten Gruppen lässt sich ein Hauptpingo erkennen, der von mehreren kleineren Nebenpingos umgeben ist.

Der mittlere Teil von Traill Ø, wo die nachstehenden Feldbeobachtungen angestellt wurden, liegt auf $72\frac{1}{2}^{\circ}$ N und $23-24^{\circ}$ W. Die Insel gehört nach Lage und Klima zur Aussenküstenzone. Auf der Höhe des pingoreichen Karuptales hat die Insel eine Breite von rund 45 km. Unser Standlager befand sich im oberen Karuptal. Von dort aus liessen sich auch die Pingos im Maanedal besuchen.

Der in Ostgrönland topographisch markante Hochlandrandbruch, wie BÜTLER (1955, p.15) und andere die landschaftliche Verifizierung der post-devonischen Hauptverwerfung bezeichnen, verläuft durch Traill Ø. Diese Bruchlinie trennt das Devon mechanisch gegen eine Sukzession von jüngeren Ablagerungen ab. Die östlich vom Hochland gelegenen, abgesunkenen Karbon-, Perm-, Trias-, Jura- und Kreideablagerungen sind stark von Basaltdykes und Sills zerschnitten. Dadurch werden die allgemein ruhigen, teilweise horizontalen Aussenküstensedimente in bezug auf die Grundwasser ähnlich coupiert, wie diejenigen südlich der Werner Bjerger. Von ähnlicher Wirksamkeit auf die tiefenhydrologischen Verhältnisse wie die Basaltgänge dürften die vielen Verwerfungen sein, die mehr oder weniger parallel zum Hochlandrandbruch, d. h. von SW nach NE ziehen und sowohl das Karup- als auch das Maanedal queren.

Das Karupdal ist ein weit offenes Glazialtal. Besonders auffällige Zeugen einer pleistocänen Vergletscherung finden sich 1) im Gebiet der Holms Bugt in Form von Basaltrücken, die eine prächtige glaziale Überarbeitung mit Stossrichtung aus dem Westen zeigen, und 2) im mittleren

Talabschnitt, wo kilometerlange, eskerartige Wälle der Nordseite des Karupelv entlang ziehen.

Das Bild der heutigen, bis 2 km breiten Talniederung wird vorwiegend durch postglaziale Ablagerungen beherrscht. Durch iso- und wahrscheinlich auch eustatische Bewegungen bedingte Terrassen ziehen weit landeinwärts. Sie bestehen grösstenteils aus mittel- bis grobkörnigen Sanden und konnten im Tal des Karupelv bis auf eine Höhe von 45 m ü. M. als marin belegt werden. Die höchstgelegenen Muscheln wurden auf der Südseite des Flusses ca. 11 km landeinwärts gefunden. Reste desselben, gelb verwitternden Sandes sind bis auf Höhen von 150 m ü. M. zu finden, jedoch ohne Muscheln, so z. B. im Gebiet der Wasserscheide zwischen Karupelv und Gudenelv. Die Überreste von noch höheren Terrassen, die den Talflanken entlang ziehen, müssen als seitliche Stauterrassen aus der Zeit der Haupttalvergletscherung gedeutet werden. In einigen Terrassen sind unter einer dünnen Sandschicht mächtige Eiskörper zu finden. Ein solcher Komplex von reinem Bodeneis ist auf der zweituntersten Terrasse in der Nähe der Holms Bugt aufgeschlossen.

Für unsere an Grundwasser und Permafrost orientierte Betrachtungsrichtung ist ferner die Feststellung wichtig, dass die weitverbreiteten Schotter des heutigen Karupelv nicht sehr tiefgründig sind. Im Mittellauf erodiert der Fluss an mehreren Stellen die Karbonsandsteine des Felsunterbaues. Es darf mit Sicherheit angenommen werden, dass der Permafrost — wenn nicht durch Lokalfaktoren wie Transport von Wärme durch den Fluss, etc. gestört — tiefer reicht als die Quartärablagerungen dieses Tales. Die Talflanken sind mit einer mächtigen Lage von periglazial geformten Ablagerungen überkleistert: Fliesserden, Streifen- und Steinnetzböden etc. Die hiefür notwendigen Prozesse sind nur noch teilweise im Gange. Die Erklärung für diese Tatsache liegt darin, dass die heutige Permafrostoberfläche so tief liegt, dass ein oberflächliches Abtrocknen der Aktivschicht schon bald nach der Schneeschmelze eintreten kann. Die maximale Dicke der Aktivschicht variiert zwischen 0,5 m und ca. 3 m, je nach Vegetationsbedeckung, Wärmeleitfähigkeit des Materials und Exposition.

Obwohl sämtliche Pingos des Karuptales im Bereich der Karbonsandsteine liegen, muss in unseren Zusammenhang doch auf die nahen Gipsvorkommen des marinen Oberperms (BÜTLER 1955, p. 111) hingewiesen werden, die auf dem Inselberg nördlich des Karupelv auf einer Höhe von 550 m ü. M. weithin sichtbar anstehen.

B. Ausrüstung.

Neben dem üblichen schweren Schanzwerkzeug wurde eine Handbohrereinrichtung für Eis verwendet, die von W. H. WARD (1954) für kaltes Eis entwickelt worden war. Da aber mit mineralischen Verunreini-

gungen in den Pingoeislinsen gerechnet werden musste, wurden einige Änderungen angebracht. Die Zähne des Bohrkopfes sollten aus Wolfram-Karbid-Hartmetall und nicht einfach aus gehärtetem Stahl hergestellt werden.

Die Temperaturmessungen bis zu Tiefen von 14 m sowohl im Eis wie auch im Permafrost wurden mit Kupfer-Konstantan-Thermoelementen durchgeführt. Mit dem zur Ablesung verwendeten doppelzähligen Potentiometer (No. 8657 C) der Leeds & Northrup Company konnte eine Messgenauigkeit von $\pm 0,25^\circ \text{C}$ erreicht werden. Erfahrung bei ähnlicher Feldarbeit im Jahre 1957 zeigte, dass für derartige Aufgaben Thermistoren (Widerstandsthermometer in Verbindung mit einer Wheatstone'schen Messbrücke) vorteilhafter wären, da diese Anordnung nicht nur genauer, sondern auch viel expeditionstüchtiger ist.

Für die Raumgewichtsbestimmungen der verschiedenen Eisarten wurden Methode und Instrumentarium von WARD (1952 a) verwendet. Zur Festhaltung der Hauptcharakteristika des Eises erwies sich die von SELIGMAN (1949) entwickelte »rubbing-method« im Rahmen dieser Arbeiten als äusserst felddüchtig. Die Auswertung wurde durch Vergleich mit logarithmisch grösser werdenden äquivalenten Kreisflächen durchgeführt.

C. Der »Forellenseepingo«.

Beschreibung:

Im Mittellauf des Karupelv (Fig. 2, No. 6) befindet sich unmittelbar südlich des Flusses auf einer alten Schotterebene, die ca. 4 m höher liegt als das heutige Flussniveau, ein See, der von einer Gruppe von fünf grossen Pingos umstanden ist. Der See wird seiner vielen Bachforellen wegen Forelsø¹ genannt.

Die drei unmittelbar am See gelegenen Exemplare sind von nahezu kreisrundem Grundriss. Die einzelnen Basisumfänge betragen rund 500 m. Von der höchsten Erhebung ziehen radiale Spalten gegen die Peripherie; es ist jedoch bisher bei keinem dieser drei Pingos zu einem Aufbrechen gekommen.

Die beiden an den Karupelv stossenden Pingos sind von weit komplizierterem Bau. Der westlichere der Beiden besteht aus zwei ineinander geschachtelten, steilen Ringwällen, die — ähnlich wie beim »Amphitheaterpingo« — auf der Seite des Karupelv durch Erosion geöffnet sind. Da aber diese Erosion getätigt wurde als der Karupelv auf dem 4 m höheren Niveau der Altterrasse lag, muss diesem Pingo ein Alter von wahrscheinlich mehreren Jahrhunderten zugesprochen werden. Andererseits deutet ein frisch aussehender Gupf von 2 m Höhe im Zentrum des Kraters dieses Pingos auf eine viel spätere Wiederbelebung der pingoschaffenden Kräfte hin.

¹ von der Dänischen Namengebungskommission am 29/4 1957 genehmigt.



Fig. 12. Der »Forellenseepingo« im Tal des Karupelv auf Traill Ø, Ostgrönland, von Norden gesehen. Links der jung reaktivierte Teil. Höchste Erhebung über Flussniveau: 29 m. Im Vordergrund der Karupelv. Links hinter dem Pingo der Forelso.

Der fünfte und höchste Pingo dieser Gruppe (Fig. 12 und 13), der das Niveau des Karupelv um 29 m überragt, ist von ovalem Grundriss und hat einen Umfang von 515 m. Die längere Hauptachse, die parallel zum Fluss verläuft, misst 190 m. Dieser Pingo erweckte durch eine mächtige Reaktivierung auf der Ostseite unser spezielles Interesse. Eine aktive Jungform wuchs durch den konsolidierten Altpingo hindurch. Während im alten Pingo kaum ein eigentlicher Krater entstand, führte der junge Einbau zu einem wirklichen Durchbruch mit prächtiger Kraterbildung. Die Kraterwände sind rund 60° , stellenweise bis 80° steil. Der flache Kraterboden, im Durchmesser rund 45 m, scheint der Boden eines ehemaligen, kurzlebigen Sees zu sein. Der Boden dieses Sees muss, obwohl unmittelbar neben dem Karupelv gelegen, 16–18 m höher gewesen sein als dieser. Heute ist der Ringwall auf der Nordseite canyonartig durchbrochen. Der scharf eingeschnittene Graben beginnt ganz unmotiviert im Zentrum des Kraterbodens. Ein zweiter Arm dieses Grabens steht mit einer flachen Aufwölbung auf der Südseite des Kraterbodens in Verbindung. Dieser Gupf hat einen Durchmesser von 15 m und eine Höhe von 2,5 m. Es war nicht abzuklären, ob an den Enden dieser beiden Gräben zeitweise Pingowasser austreten, oder ob es sich

um reine Gully-Erosion durch die Schmelzwasser der winterlichen Schneemassen handelte.

Der Querschnitt:

Um Einblick in den inneren Bau dieses Pingos zu erhalten, wurden im Krater sowie an den Flanken des Pingos sechs Grabungen (Lokalitäten 1 bis 6) und eine Bohrung (Lokalität 2) durchgeführt. Die dabei gemachten Beobachtungen wurden in einem schematischen Querschnitt (Fig. 13) zusammengefasst.

Die Hauptbauelemente dieses Pingos sind: 1) ein riesiger Eiskörper von noch unbestimmten Abmessungen im Innern, und 2) eine Deckschicht von gefrorenen Sedimenten von 6—8 m Dicke im reaktivierten und von ca. 20 m Mächtigkeit im alten Teil des Pingos. Auf dem Kraterboden beträgt die Erdschicht über dem Eis nur 80 cm. In sämtlichen Testlöchern, in denen der Eiskörper erreicht wurde (Lokalitäten 1, 2 und 3) bestand eine scharfe und eindeutige Trennfläche zwischen dem auflagernden Material und dem Eiskörper (Fig. 14). Eine Verknetung von Eis mit Sand- und Lehmschichten wurde in diesem Pingo nirgends angetroffen. In den Prüflöchern 1 und 3 war die Kontaktfläche zwischen Eis und Auflagerndem anfangs August noch trocken, d. h. dass dort die 0°-Isotherme den Eiskörper noch nicht erreicht hatte; nur in der Grabung 2 war sie nass.

Der Eiskörper:

In Lokalität 2, d. h. ungefähr im Kraterzentrum, wurde der Eiskörper bis zu einer Tiefe von 14 m angebohrt. Die gesamte Bohrung verlief in reinem, in situ schwarzem Eis. In der Durchsicht war dieses Eis glasklar und enthielt relativ wenig Luftblasen. Obwohl beim heutigen Stand der Eismechanik eine Interpretation der Luftblasenverhältnisse im einzelnen Gletscherkorn wie auch im Verband nur mit allergrösster Vorsicht möglich ist, soll doch darauf hingewiesen werden, dass im Eis des »Forellenseepingos« auf vielen Kristallbildern die Luftblasen in den verschiedenen Kristallen sehr unterschiedliche Richtungen einschlugen, innerhalb desselben Kristalls aber parallel verliefen. Wir kommen bei der Besprechung der Mackenziepingos auf diese Luftblasenanomalie zurück.

Die granulometrischen Werte der Fig. 15 a zeigen:

1. grosse Unterschiede in der Korngrösse (der grösste Kristall besitzt eine Fläche von 71,5 cm², der kleinste eine solche von 0,03 cm²).
2. Flächenmässig überwiegen die grösseren Kristalle (66,5 % der Gesamtfläche werden von Kristallen mit mehr als 12,6 cm² Äquivalentfläche eingenommen).

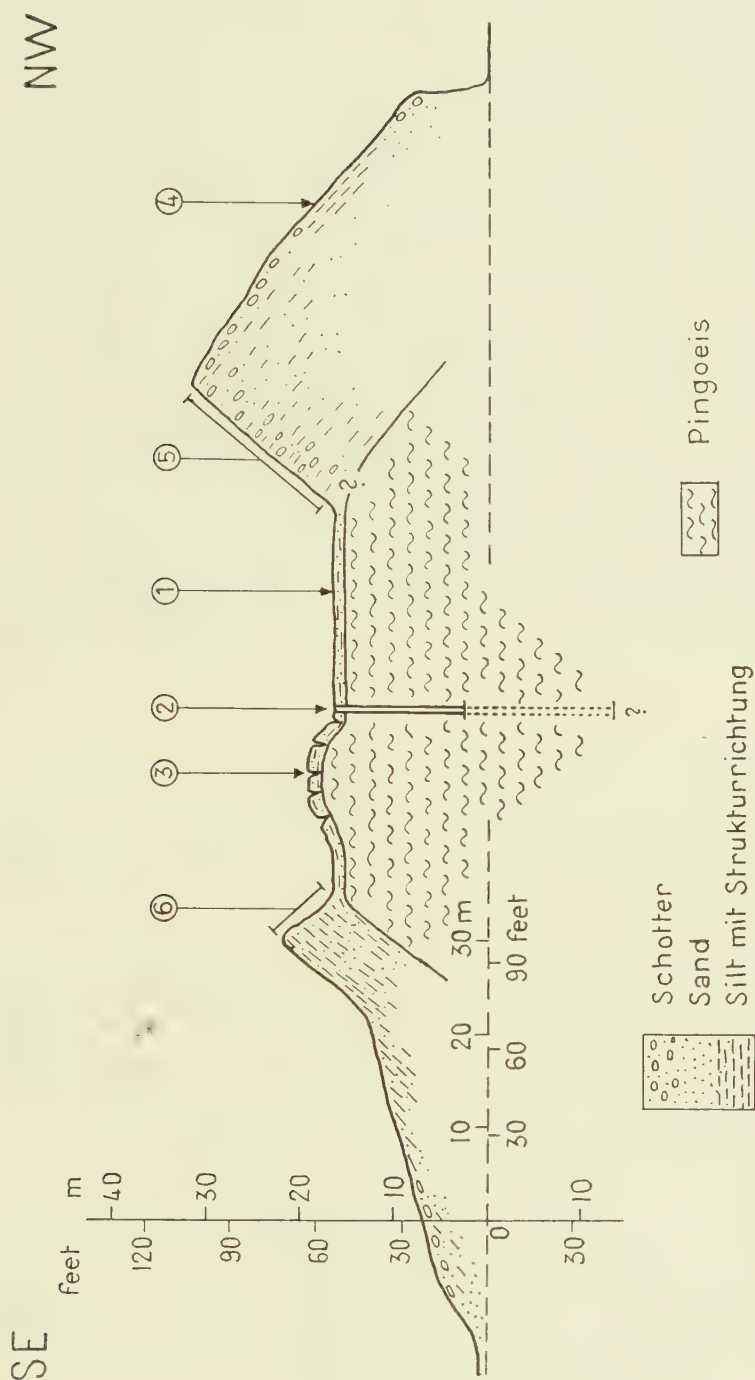


Fig. 13. Querschnitt durch den östlichen Teil des »Forellenseepingo«. Die Nummern 1 bis 6 geben an, wo gegraben wurde; in Lokalität 2 wurde der Eiskörper bis zu einer Tiefe von 14 m gebohrt und mit Thermoelementen versehen.



Fig. 14. Die scharfe Trennung zwischen Auflagerndem und Eiskörper. »Forellenseepingo«, Lokalität 1 der Fig. 13. Die verschmutzten Schmelzwasser machen die Umrisse der Eiskristalle sichtbar.

Diese Resultate sollen erst im Zusammenhang mit den Ergebnissen von Untersuchungen der Kristallstruktur in andern Pingos diskutiert werden. Obwohl der Durchmesser der Bohrkerns nicht mehr als 4 cm betrug, konnte doch festgestellt werden, dass sich mit zunehmender Tiefe der Charakter des Eises kaum änderte.

In bezug auf Widerstand gegenüber einer mechanischen Bohrung konnte beobachtet werden, dass auf die sehr harte, 20 cm mächtige Schicht an der Oberfläche eine weichere Zone folgte. Von 0,8 m bis 1,1 m Tiefe folgte eine zweite, sehr harte Bank. Für die nächsten 10 m der Bohrung war der Vortrieb sehr regelmässig. In 1 m und 10 m Tiefe wurde das Volumengewicht des Eises bestimmt. Der Mittelwert von je drei Messungen lag für beide Tiefen bei 0.90 g pro cm^3 , wobei mit einer Genauigkeit von ± 0.01 gerechnet werden darf.

Die insgesamt 14 m tiefe Bohrung förderte nicht die geringste mineralische Verunreinigung zu Tage. Die untere Grenze des Eiskörpers konnte mit der zur Verfügung stehenden Einrichtung nicht erreicht werden. Durch Zurückklappen des überlagernden Feinmaterials in die ursprüngliche Position wird eine Abschätzung der Dicke des Eiskörpers möglich. Diese muss für den »Forellenseepingo« auf 33—36 m veranschlagt werden.



Fig. 15a. Typisches Kristallbild aus dem Eiskörper des »Forellenseepingos«, Lokalität 2. Horizontalschnitt 30 cm unter der Eisoberfläche. - - - = unsichere Kristallgrenzen. Die zugehörigen granulometrischen Werte sind:

Durchmesser der äquivalenten Kreise in cm	0,25	0,4	0,6	1,0	1,6	2,5	4,0	6,3	10
Anzahl der Kristalle	4	13	20	33	34	16	10	5	1
Flächenanteil der einzelnen Grössengruppen in % der Gesamtfläche	0,1	0,3	1,2	4,8	12,6	14,5	23,2	28,8	14,5

Mittlere Korngrösse: 4 cm²

Die Sedimentbedeckung:

In den künstlichen Aufschlüssen (Lokalitäten 4, 5 und 6 der Fig. 13) wurde versucht, Einblick in den Charakter des Materials zu gewinnen, das den Eiskörper überdeckt. Besonders in Lokalität 6 präsentiert sich die ursprüngliche Schichtung sehr schön. Die Schichtflächen verlaufen parallel zur Aussenabdachung des Pingos. Sie haben eine Steilheit von bis zu 60°, an einer Stelle sogar 80°. Die Korngrössenbestimmung einer typischen Probe des auflagernden Materials durch die Permafrostabtei-

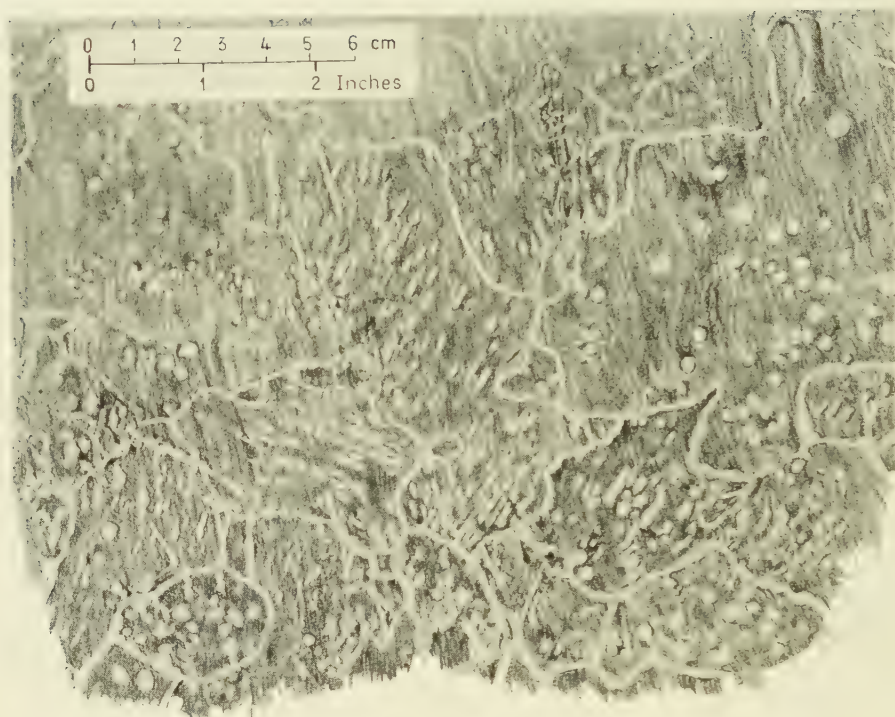


Fig. 15b. Ausschnitt aus Fig. 15a. Original-Kontaktabzug. Man beachte die in ein und demselben Kristall parallelen Luftblasen, deren Richtung aber von Kristall zu Kristall deutlich ändert.

lung des National Research Council (NRC) in Ottawa, Kanada, ergab 17 % Lehm, 53 % Silt und 30 % Sand, wobei folgende Klassifikation benützt wurde: Lehm $< 0,002$ mm, Silt $0,002$ — $0,06$ mm, Sand $0,06$ — $1,2$ mm und Schotter $> 1,2$ mm.

Die oberen Partien des Auflageprofils, die besonders den Anstieg gegen den höchsten Punkt charakterisieren, enthalten einen grösseren Prozentsatz an Schotter.

In Lokalität 5 (Fig. 13) konnte nicht auf der ganzen Länge des Testgrabens bis zur ursprünglichen Schichtung vorgestossen werden, weil das Material durch Solifluktion und Rutschungen umgelagert war. Dadurch wurde verunmöglicht, genau festzustellen, ob der Eiskörper ein Stück weit gegen den höchsten Punkt aufsteigt.

Im alten Teil des Pingos setzte bisher trotz des fortgeschrittenen Stadiums der Pingobildung keine Schmelzung des Eiskörpers ein. In der Ansicht vom Karupelv her wird es offensichtlich, dass das auflagernde Material in schon gefrorenem Zustand und daher als kompakte Platte von mehr als 150 m Länge, bis 40 m Breite und 20 m Dicke hochgekippt wurde.

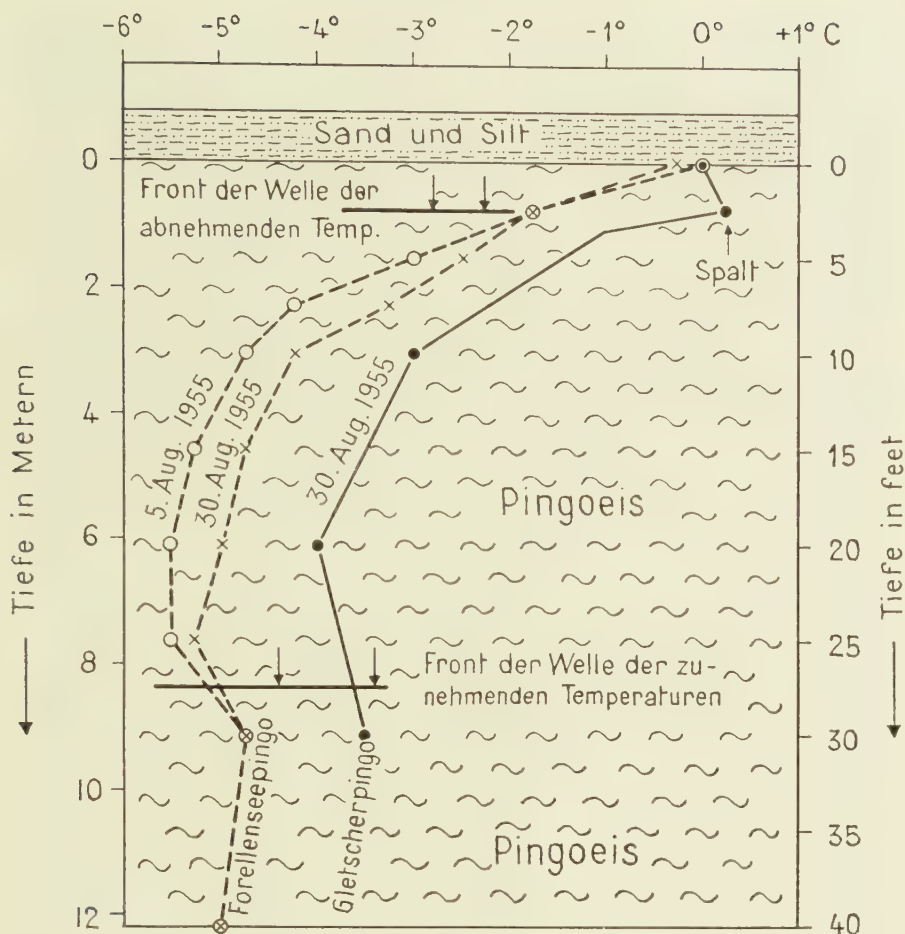


Fig. 16. Vergleich der Temperaturverhältnisse im Eiskörper des »Forellenseepingos« mit denjenigen im »Gletscherpingo«.

Zusammenfassend zeigt sich, dass die Schutzhülle dieses Pingoeiskörpers vollständig aus Alluvionen von fluviatilen Charakter besteht, die an der Basis vorwiegend lehmig-siltig, im mächtigen Mittelteil sandig und in den höchsten Lagen vorwiegend schotterartig sind. Dieses Profil steht in guter Übereinstimmung mit demjenigen der ersten Terrasse der Talflanke.

Die Temperaturverhältnisse im Eiskörper:

Am 3. August 1955 wurden 10 Thermolemente in das Bohrloch der Lokalität 2 eingefroren. Aus technischen Gründen und um Vergleichsmöglichkeiten mit den Temperaturmessungen in der amerikanischen Arktis zu erhalten, musste folgende Tiefenstufung der Messtellen festgelegt werden: Eisoberfläche, 2 1/2 ft., 5, 7 1/2, 10, 15, 20, 25, 30 und

40 ft. Es zeigte sich, dass die Störung der thermischen Verhältnisse durch die hier verwendete mechanische Bohrmethode sehr gering ist, denn schon nach zwei Tagen hatte sich innerhalb der Temperaturmessgenauigkeit von $\pm 1/4^{\circ}\text{C}$ Gleichgewicht eingestellt. Von den neun Sätzen von Ablesungen, die im »Forellenseepingo« gewonnen wurden, sind deren zwei in Fig. 16 dargestellt.

Die in 40 ft. (= 12,3 m) Tiefe gemessene Temperatur von -5°C ist auf Grund dieser Messungen, sowie der Theorie nahezu frei von jahreszeitlichen Schwankungen. Die Front der langsam tiefer dringenden Welle der *zunehmenden* Temperaturen hatte im August eine Tiefe von 25—30 ft. ($\sim 8,5$ m) erreicht. Daraus erklärt sich, dass bei allen Messungen in der Tiefe von 30 ft. eine höhere Temperatur festgestellt wurde als sowohl darüber wie auch darunter. In den obersten 2—3 ft. des Eiskörpers beginnt sich das Eindringen der *abnehmenden* Temperaturen bemerkbar zu machen. Ein Vergleich der Kurvenschar von Fig. 16 mit derjenigen, die im »Crater Summit Pingo« im Mackenzie Delta gewonnen wurde (Fig. 39), zeigt, dass der Betrag der Temperaturänderung kleiner ist, hingegen ist die Richtung derselben gleich geblieben.

Zusammenfassend darf gesagt werden, dass die Temperaturverhältnisse im »Forellenseepingo« keine Anomalien zeigen, sondern den Gesetzmässigkeiten des normalen Temperaturganges im Permafrost folgen. Diese Tatsache weist darauf hin, dass im »Forellenseepingo« kaum mit dem Vorhandensein eines namhaften Hydrolakkolithen unter dem Eiskörper gerechnet werden darf, wie dies von vielen russischen Autoren postuliert und teilweise beobachtet wurde (SUSLOV 1947, p. 152; BOCH 1948⁺; STRUGOV 1955⁺; TOLSTIKHIN 1932⁺ nach Referat STOLTENBERG, p. 63; PETROV 1934).

Interpretation:

Der bei der ersten Rekognosizierung aus der Luft gewonnene Eindruck, es bestehe ein Zusammenhang zwischen den einzelnen Pingos dieser Gruppe, hat sich im Verlaufe der vierwöchigen Feldarbeit immer mehr verdichtet. Die Beobachtung, dass die Menge des aus dem Forelsø abfliessenden Wassers 2 bis 3 Mal grösser ist als was diesem See oberirdisch zufliesst, gab Anlass zur Hypothese, dieser See werde durch Subpermafrostwasser gespeisen. Auffallend ist ferner, dass in diesem See Bachforellen leben und dass die Temperatur des Forellenseewassers am 5. August 1955 10°C betrug, während in einem weit untieferen, kleineren und völlig abflusslosen See ca. $1/2$ km talaufwärts nur 8°C gemessen wurden. Die Vermutung liegt nahe, dass nicht nur der Forelsø, sondern vor ihm die ganze Gruppe der nahen Pingos ihre Entstehung diesem Aufstoss von Subpermafrostwassern verdankt. In den drei Pingos am See kam es nie zu einem Durchbruch der Subpermafrostwasser,



Fig. 17. Der »Kraterseepingo« im Tal des Karupelv. Basisumfang ca. 720 m. Durchmesser des Kratersees 105 m. Höchste Erhebung der Kraterwand über den Seespiegel 12 m. Fliessrichtung des Karupelv von links unten nach rechts oben. Im Hintergrund der Forelsø und die dortigen Pingos. (Flugphoto E. Hofer).

sondern nur zur Eislinsenbildung. Der Permafrost dieser Gegend scheint von jener kritischen Dicke zu sein, die einen Durchbruch von Subpermafrostwassern knapp zu verhindern vermag, so dass die Wasser stets neue Aufstoss-Stellen suchen. Ähnliche Verhältnisse scheinen im Tobias Dal (Hold with Hope Land) vorzuliegen (siehe Tafel V.).

D. Der »Kraterseepingo«.

Vorbemerkung:

Auf der Karte 1:250.000 von Traill Ø (Kong Oscars Fjord, 72 Ö. 2) ist am mittleren Karupelv eine Kreissignatur zu sehen, die als »Dyndvulkan« angeschrieben ist. Unsere Untersuchungen im August 1955

zeigten, dass es sich dabei um einen typischen Pingo und nicht um einen Schlammvulkan handelt.

Beschreibung:

Der »Kraterseepingo« (Fig. 17) liegt ca. 1 km weiter talaufwärts als der Forelsø. Er steht mitten in der Schotterebene des Karupelv. Er ist durch einen nahezu kreisrunden Kratersee charakterisiert. Der Nord-Süd-Durchmesser dieses Sees beträgt 105 m, derjenige in E-W-Richtung 107 m. Auf diesen beiden Profilen wurde die Tiefe des Sees in Abständen von je 5 m gelotet. Für diese Messungen wurde eine schwimmende Insel aus Kork gebaut, die vom Ufer aus dirigiert werden konnte. Die Resultate zeigen, dass sich die aussergewöhnlich steilen Kraterwände (40—90°) in den See hinein fortsetzen. Die Seetiefe beträgt auf der West-, der Nord- und der Südseite bei 10 m Entfernung vom Ufer 5 m, respektive 4,2 m und 4,3 m. Bei 15 m Entfernung vom Ufer betragen die entsprechenden Tiefen 6,2 m, 6,2 m und 5,3 m. Auf der Ostseite ist die Unterwasserböschung etwas weniger steil. Von 15 m Uferentfernung bis zum Seezentrum vergrössert sich die Wassertiefe nur noch um rund 2 m. Die grösste Tiefe (8,1 m) wurde wenig östlich der Seemitte gelotet. Der Spiegel des Kratersees liegt 2,2 m höher als derjenige des Hauptarmes des Karupelv, der den Nordabhang des Kraterwalles umspült. Auf der Nordwestseite ist eine Bresche in den Kraterwall gelegt, die von einem kleinen Rinnsal benützt wird. Die Abflussmenge wurde am 20. August 1955 mehrmals gemessen. Sie betrug wenig mehr als 3 Liter pro Minute. Zu diesem Zeitpunkt lag kein Schnee mehr im Krater, der hätte Schmelzwasser liefern können. Mit Hilfe von Seife konnte festgestellt werden, dass das Wasser des Kratersees viel weicher, d. h. kalkarmer ist als die Wasser der später zu besprechenden Pingos.

Der Ringwall erhebt sich an seiner höchsten Stelle 11,6 m über den Seespiegel. Die Kammlinie des Kraters ist 375 m lang. Der Basisumfang dieses Pingos misst 720 m. Dieser grosse Basisumfang ist dadurch bedingt, dass mehrere konzentrische Altformen mit dem derzeitigen Pingo verwoben sind. Die breiten, flachen Wülste auf der Südseite des Pingos sind als Überreste einer grossradigen Aufwölbung zu deuten, bei der es nicht zum Durchbruch kam. Mächtige Radialspalten ziehen vom neuen Krater über die flachen Altwülste hinweg und deuten dadurch einen inneren Zusammenhang der beiden Stadien an. Es scheint, dass beim letzten Aufstoss die Altformen reaktiviert wurden. Diese Hypothese wird durch die Resultate einer grossen Grabung an der südlichen Innenwand des Kraters gestützt (Fig. 18).

Es wurde ein vertikaler Streifen von 6 m Breite vom Kraterrand bis zum Seespiegel freigeschaufelt. Der Krater hatte an dieser Stelle eine Höhe von 10 m und eine Steilheit von 70°. Unter einer Schicht von

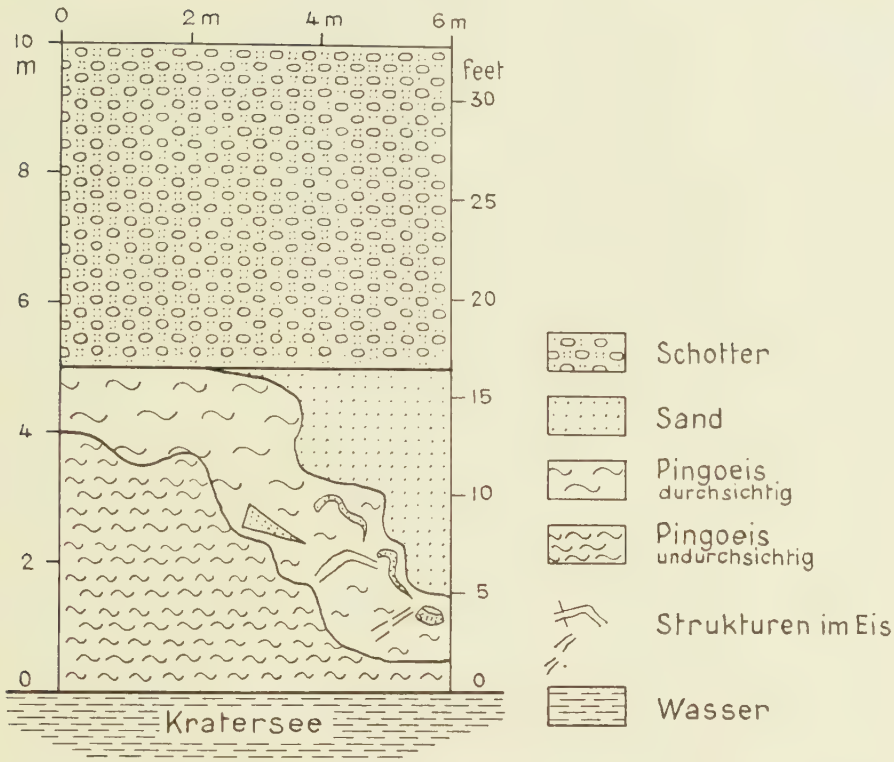


Fig. 18. Profil durch die südliche Kraterwand des »Kraterseepingos«.

losem Rutschmaterial kam Eis zum Vorschein. Dieses nahm etwas mehr als die untere Hälfte des Profils ein. Die Eismasse war durch eine kompliziert verlaufende Trennfläche in zwei deutlich verschiedene Abschnitte geteilt. Der untere Teil bestand aus milchig weissem, undurchsichtigem Eis. Von 407 ausgemessenen Kristallen eines Vertikalschnittes durch dieses milchige Eis besaßen nur deren 8 Kristalle einen äquivalenten Durchmesser von 2,5 cm; alle anderen Kristalle (= 86 % der Gesamtfläche) hatten kleinere Durchmesser. Der mittlere Durchmesser betrug 0,9 cm. Das aus drei Messungen gemittelte Raumgewicht dieses Eises erreichte den Wert 0,89.

Das über der markanten Trennlinie gelegene Eis war durchsichtig und besaß einen weit grösseren Anteil an grossen Kristallen: nur 34 % der Gesamtfläche wurde von Kristallen mit Durchmessern von weniger als 2,5 cm eingenommen. Der grösste unter den Kristallen, die einen äquivalenten Durchmesser von 2,5 cm und mehr aufwiesen (30 von insgesamt 203 Kristallen) besaß eine Fläche von 22 cm². Der mittlere Durchmesser des durchsichtigen Eises betrug 1,6 cm, das Raumgewicht 0,90. Es enthielt sehr viel weniger Luftblasen als das darunterliegende Eis.

An der Trennungsfläche zwischen milchigem, feinkörnigem und

klarem, grosskristalligem Eis waren die beiden Eismassen geradezu ineinander verknüpft. Die in dieser Zone stattgehabte Verformung scheint hauptsächlich vom plastischen Typus gewesen zu sein. Daneben existierte in der Kontaktzone aber auch eine deutliche Verkleinerung der Kristalle durch Kataklase. Viele der Risse verliefen durch mehrere Kristalle. Durchläuferrisse durch die Trennfläche der beiden Eisarten wurden nicht beobachtet.

Durch Bohrungen in horizontaler Richtung und mit einem Winkel von 30° , resp. 45° gegen unten wurde versucht, die Ausmasse dieser Eismassen abzuklären. In allen drei Richtungen mussten die Bohrungen, die 1,2 m höher als der Seespiegel angesetzt wurden, nach 6 m Vortrieb aus technischen Gründen aufgegeben werden, bevor das Ende des Eises erreicht war. Durch fünf Kurzbohrungen wurde der räumliche Verlauf der Trennfläche zwischen weissem und klarem Eis abgetastet. Soweit anhand der Bohrkern feststellbar war, scheint diese Fläche sehr bald nach Süden einzutauchen.

Über dem Eis lag ein Komplex gefrorenen, gut geschichteten Sandes, der auf der rechten Seite unseres Profils (Fig. 18) bedeutend mächtiger wurde. Die Schichtung war im Anschnitt nahezu horizontal und fiel gegen die Krateraussenseite mit ca. 20° ein. Die Trennfläche zwischen Eis und Sand war scharf und verlief unregelmässig zackig, als wären einzelne Stücke ausgebrochen. Ein Keil von 30 cm Kantenlänge aus gefrorenem Sand befand sich inmitten des klaren Eises. In der Nähe der Trennfläche zwischen Eis und Sand staken drei ausgequetschte, stark verkrümmte Sandschichten von rund 3 cm Dicke und 10 cm, resp. 30 cm und 40 cm Länge im Eis. Diese Einschlüsse scheinen nochmals bewegt worden zu sein. In der Grenzzone gegen den Sand fiel auf, dass viele der Eiskristalle zerbrochen waren. Die oberen 5 m des Aufschlusses bestanden aus Fluss-Schottern wie sie vom heutigen Karupelv geschützt werden. Kreuzschichtung und Wechsellagerung von Grob- und Feinmaterial charakterisierten diese Zone in hohem Masse. In der unteren Hälfte des auflagernden Schottermaterials traf man oft beachtlich grosse Gerölle (Durchmesser bis 40 cm). In den obersten Partien dominierten die feineren Komponenten. Dass an der Oberfläche selber eine Anreicherung von Geröllen zu finden war, muss auf Ausblasung des Feinmaterials durch den Wind zurückgeführt werden. Der Wind formt in der Umgebung und an den Abhängen dieses Pingos Sanddünen. Das Fehlen einer Vegetationsdecke darf daher nicht als Indiz für geringes Alter oder spezielle Aktivität dieses Pingos gedeutet werden.

Zusammenfassung und Interpretation:

Am Aufbau des »Kraterseepingos« beteiligen sich zwei verschiedene Eismassen und zwei ungleich geartete Auflagematerialien. Das zutiefst

gelegene, undurchsichtige Eis ist eventuell als Überrest jenes Eiskörpers aufzufassen, der ehemals den heutigen Kratersee und den darüberliegenden Kraterraum einnahm. Bisher schmolzen rund 130.000 m³ dieses Eiskörpers weg.¹ Dieser Abschmelzprozess ist zumindest teilweise endogener Natur, d. h. dass aufsteigende Subpermafrostwasser die Abschmelzung durch die sommerliche Erwärmung von aussen durch Zufuhr von Schmelzwärme aus der Tiefe unterstützen. Ende August 1955 hatte nur an einer einzigen Stelle oberflächliches Abschmelzen des Eises eingesetzt und auch dort nur, weil die Wellen des Sees die schützende Schutthülle unterspült und zum Abrutschen gebracht hatten.

Das weisse, offenbar jüngere Eis schiebt sich unter das grobkristalline, das vor allem in den halbmondförmigen Wulsten auf der Süd- und Ostseite des Pingos erhalten sein muss. Die Verhältnisse an den Trennflächen zwischen den verschiedenen Eisarten und zwischen Eis und Sand geben interessante Hinweise auf die Mechanik der Pingoentstehung.

Es scheint, dass das Eis des »Kraterseepingos« eine beträchtliche mechanische Beanspruchung erfuhr. Dabei reagierte es einerseits plastisch (Verknetung an der Trennfläche und Auswalzung der Fremdkörper), anderseits starr (Zerbrechen der Kristalle und Bildung von Rissen bis zu 40 cm Länge).

E. Der »Quellpingo«.

Beschreibung:

Der »Quellpingo« ist der kleinste von drei Pingos, die 3 km talaufwärts vom »Kraterseepingo« inmitten der Schotterebene des Karupelv eine markante Gruppe bilden (Fig. 19). Beim südlichsten ist es, offenbar infolge einer mächtigen Auflage, nur zu einer grossradigen Verbiegung der obersten Permafrostschichten gekommen. Auch der Karupelv, der die Südseite dieses 9 m hohen Pingos bis zu etwa $\frac{1}{4}$ annagte, vermochte den Eiskörper noch nicht freizulegen. Der nächstnördliche Pingo ist von grösseren² Abmessungen. Sein Basisumfang beträgt 350 m. Dieser Pingo ist nur noch als Ruine vorhanden. Sein höchster Punkt liegt 11 m über dem Niveau des Karupelv. Der ungefähr 30 m auf 50 m messende flache Kraterboden wird teilweise von einem See eingenommen. Der Kraterwall ist gegen Nordwesten durchbrochen.

Der »Quellpingo«, der nördlichste der drei Pingos, ist eine Reaktivierung eines Stückes des Kraterwalles des zerfallenen Hauptpingos. Die Grundform des »Quellpingos« ist daher elliptisch. In der Längsrichtung misst der Krater 31 m. Der Kraterumfang dieses kleinen, aber sehr

¹ Für diese Berechnung wurde der Seespiegel als mittlere Querschnittsfläche veranschlagt. Die Untergrenze der Eislinse muss approximativ 5 m tiefer angenommen werden als der heutige Seeboden.

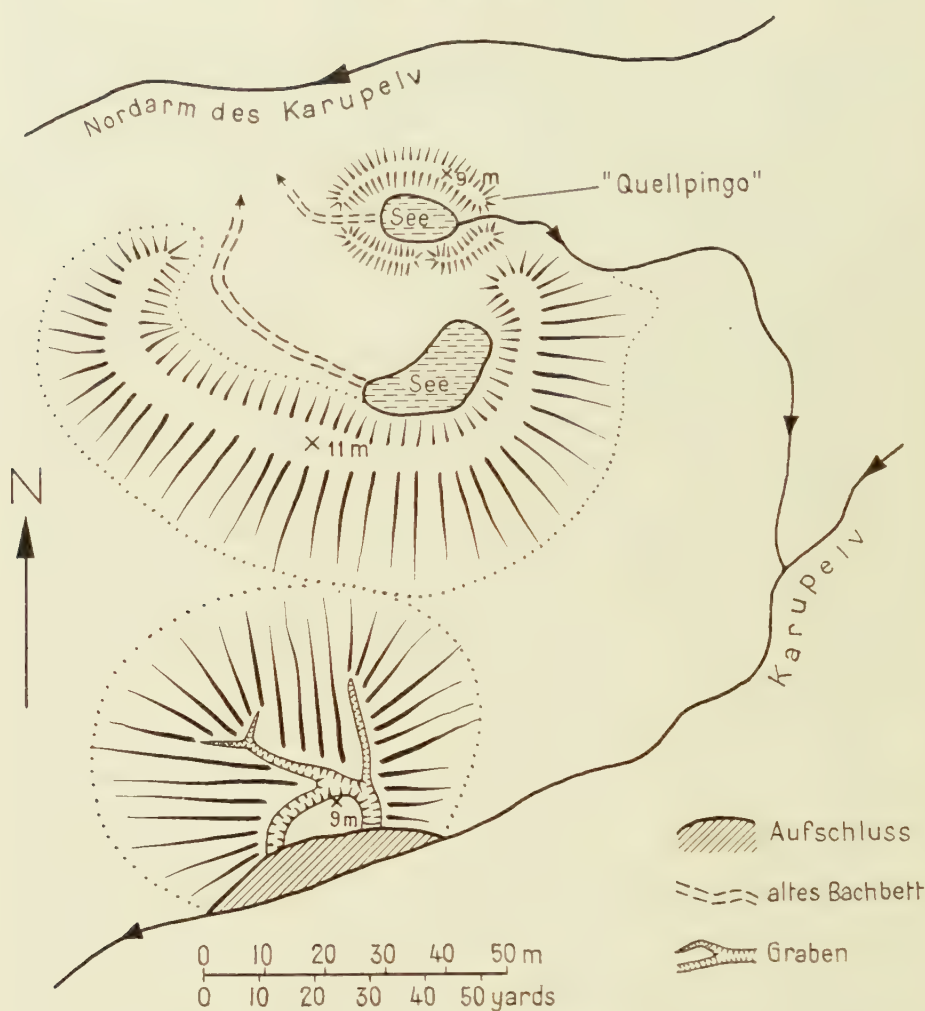


Fig. 19. Planskizze der Pingogruppe beim »Quellpingo«. (x = Höhe in m über der Ebene des Karupelv).

charakteristischen Pingos misst nur 70 m. Der Basisumfang beträgt 150 m. Der höchste Punkt überragt das Niveau des Karupelv um 9 m. Im Krater lag Mitte August 1955 ein ovaler See von 15 m Länge und 7 m Breite.

Sein Spiegel stand 5,3 m höher als die Ebene des Karupelv. Auf der Westseite war der See kaum 20 cm tief. Die grösste Tiefe von 1,2 m lag im östlichen Drittel des Sees. An dieser Stelle verrieten aufsteigende Luftblasen und ein unregelmässiges Brodeln eine starke Quelle. Wenig westlich davon liess sich eine zweite Quellstelle durch das durchsichtige Wasser beobachten. Eine dritte Wasseraustrittsstelle befand sich wenig höher



Fig. 20. Der »Quellpingo« von SW. Eigenhöhe 9 m.



Fig. 21. Der Quellsee im Krater des »Quellpingos«. Im Vordergrund eine Wasser-
austrittsstelle. Im Hintergrund der 1,4 Liter pro Sekunde liefernde Überlauf.

als das Westufer (Fig. 21). Das am Westufer austretende Wasser wies am 9. August 1955 eine Temperatur von $0,8^{\circ}\text{C}$ auf. Das Wasser des Seeleins selber betrug 2°C . Zwei mächtige Breschen, die den Kraterwall einerseits nach Osten, anderseits nach Westen durchbrachen, dienten den Wassern der verschiedenen Quellen als Überlaufkanäle. Zur Zeit unserer Feldarbeit wurde nur der östliche Kanal benutzt. Das Bächlein, das den steilen Ostabhang des »Quellpingos« heruntersprudelte, ergoss sich in einen Seitenarm des Karupelv. Die Abflussmenge wurde am 9. August 1955 zu 1,4 Liter pro Sekunde bestimmt. Eine zweite Messung am 27. August ergab dieselbe Ergiebigkeit dieser drei Quellen.

Bei der Quellstelle westlich vom See wurde ein Loch gegraben. Unter einer Schicht von 15—20 cm Quicksilt (die Korngrössenbestimmung ergab 23 % Lehm, 54 % Silt und 23 % Sand), der oberflächlich leicht angetrocknet, in der Tiefe aber wassergetränkt war, wurde blankes Eis getroffen. Sobald die Eisoberfläche freilag, sprudelte Wasser in kleinen Fontänen aus vielen vertikalen Röhren. Das Eis war auf eine Fläche von ca. 2 m^2 einem Sieb mit Löchern von 2—20 mm Durchmesser vergleichbar. Zudem klaffte ein 80 cm langer und 5—10 cm breiter Spalt, aus dem ebenfalls Wasser quoll. Drei in dieser Gegend angesetzte Bohrungen mussten in 1 m, resp. in 1,3 m und 0,8 m Tiefe aufgegeben werden, weil das Eis sehr stark mit Silt und Sand infiltriert war. In 50 cm Tiefe wurde bei allen drei Bohrungen eine 30 cm mächtige eisfreie Zone erreicht. Dieser horizontale Spalt war mit einem ungefrorenen zähviskosen Siltbrei gefüllt. Das darunter liegende Eis war sehr stark verschmutzt. Die Verschmutzung und der unregelmässige Vortrieb beim Bohren wiesen darauf hin, dass dieser Eiskörper im Zerfall begriffen war. Erst in 4 m Entfernung vom Seeufer wurde gefrorener Silt mit Eislamellen angetroffen. Als Besonderheit fand man in diesem Frostboden bis faustgrosse Hohlräume. Es kann keine Erklärung für diese Erscheinung gegeben werden.

Gegen den westlichen und nördlichen Kraterand tauchte die Zone des durchgehend gefrorenen Feinmaterials unter eine zunehmend mächtigere Schicht von Schottern und Grobsanden, die sich infolge von Rutschungen und Solifluktion gegen den See vorbewegten. Durch Grabungen an der Innenwand des Kraters wurde festgestellt, dass der »Quellpingo« in bezug auf Material asymmetrisch ist, indem die ganze Südseite aus Silt besteht, während die Nordhälfte von Sanden und Schottern aufgebaut wird. Diese Anordnung ist darauf zurückzuführen, dass der »Quellpingo« in Überreste eines grösseren, heute inaktiven Pingos eingebaut ist. Die Schotterschichten wurden gleichsinnig zum Bauplan im alten Pingo weiter gehoben. Die Siltschichten hingegen, die im alten Pingo gegen Süden anstiegen, da sie einen Teil der Nordabdachung bildeten, wurden im »Quellpingo« überkippt und steigen

jetzt gegen Norden an. Die gut geschichteten Silte wurden bei diesem Vorgang in Blöcke zerbrochen und verstellt.

Spezielle Charakteristika von Eis und Wasser im »Quellpingo«:

Das im »Quellpingo« vorgefundene Eis weicht in verschiedenen Punkten vom typischen Pingoeis ab. Die einzelnen Kristalle waren von ausgeprägt säuligem Bau. Die Länge der Säulen betrug bis 10 cm. Die Hauptachsen waren senkrecht zum Kraterboden orientiert. Die Berechnung des mittleren Durchmessers der Eiskristalle, basierend auf einem Schnitt parallel zu den Basispinakoiden, ergab einen kleineren Wert als für Pingoeis. Der mittlere Durchmesser von 619 Kristallen betrug 1,28 cm anstatt 1,6—2,7 cm. Hingegen war die granulometrische Verteilung in diesem Eis durchaus im Rahmen von normalem Pingoeis (Fig. 25). Die aus dreimal drei Messungen gemittelte Dichte dieses säuligen Eises betrug 0,89. Dieser Wert ist ein wenig kleiner als der für Pingoeis typische.

Die qualitative geochemische Analyse einer Probe des Wassers des »Quellpingos«, die im August 1955 entnommen wurde, ergab, dass es sich um ein normales, schwach gipshaltiges Kalkwasser handelt, das arm an Chloriden ist. Es enthält keine Edelgase, kein Methangas und keine Schwefelwasserstoffe. Es wurden keinerlei Hinweise auf Bitumen oder Naturgase gefunden. Wasser dieser Qualität kommt für Trinkzwecke in Frage, bedarf aber noch einer bakteriologischen Abklärung. (Diese Wasseranalyse verdanke ich Herrn Prof. GÜBELI, Analytisch-Chemisches Institut der ETH, Zürich).

Mit dem Ergebnis der Wasseranalyse in guter Übereinstimmung stehen die Resultate der Analysen von einigen besonders auffälligen Ausscheidungen aus diesem Wasser. Die ehemaligen wie auch die heutigen Überlaufkanäle waren durch intensiv rote Färbung durch Eisenhydroxyd gekennzeichnet. Die quantitative Analyse der winzigen Kristalle, die das Seeufer und die Ränder des Abflussbächleins weiss färbten, ergab folgende Zusammensetzung derselben: CaSO_4 59,6 %; SiO_2 7,6 %; Al_2O_3 etc. 6,7 %; $\text{CaO} + \text{CaCO}_3$ 2,3 %; Na in Spuren; ClBrJ, K und Mg fehlten. (Diese Analyse wurde mir freundlicherweise von Prof. KRANCK, Geologisches Institut der McGill Universität, Montreal, besorgt).

Zusammenfassung und Interpretation:

Der »Quellpingo« macht es zur Tatsache, dass die bisher nur vermuteten Subpermafrostwasser das entscheidende Element für den Aufbau der Pingos dieser Gegend liefern. Das im »Quellpingo« vorgefundene Eis ist von ungewöhnlichem Charakter. Seine Entstehung hängt wahrscheinlich mit der Bildung von winterlichem Aufeis zusammen, indem eine Injektion von Quellwasser in die obersten Partien des Pingos erfolgte. Die Injektion würde vornehmlich im späten Hochwinter erfolgen, wenn

einerseits der Aufeismantel besonders stark ist und anderseits der akkumulierte Staudruck der hydrostatisch gespannten Wasser ein Maximum erreicht. J. PUTALLAZ und A. PERRENOUD beobachteten im Frühjahr 1956, dass am »Quellpingo« in der Tat ein mächtiger Aufeismantel gebildet wurde (mündliche Mitteilung).

F. Der »Gletscherpingo«.

Allgemeine Beschreibung:

Die mächtige Kuppel des »Gletscherpingos« steht weithin sichtbar in halber Höhe der südlichen Talflanke, etwa 400 m vom Karupelv entfernt und ungefähr 50 m höher als dieser. Vom »Quellpingo« aus gesehen liegt er in südsüdöstlicher Richtung. Er besteht aus einem komplexen Sockel von unregelmässig rundem Grundriss und hat gegen 1000 m Umfang. Aus der Luft liess sich erkennen, dass es sich um Überreste eines alten Riesenpingos handelt, dem der heutige Pingo zentral aufgesetzt ist. Dieser neue Pingo besitzt eine Eigenhöhe von 38 m und hat einen Basisumfang von 350 m. Während die Überreste des alten Sockels sowie die vielen kleinen Satellitenpingos, die in der Umgebung stehen, durch ihre gelben Sande auffallen, ist der neu aufgesetzte Hauptpingo von einheitlich grauen Glimmersandsteinen und deren Zerfallsprodukten überdeckt. Es sind nur noch einzelne grössere Komponenten vorhanden; der Rest besteht aus einem Grus, der grösstenteils durch mechanische Beanspruchung entstand. Rutschungen, Verfäلتungen und Verstellungen aller Art sind sehr häufig. Aus den Querprofilen durch diesen Pingo ergibt sich, dass dieser als jung angesprochene Teil selber aus mindestens drei ineinander geschachtelten Systemen besteht, zwischen denen kaum grosse Abbauphasen liegen.

Das in den »Gletscherpingo« einbezogene Material ist ein Fremdkörper in dieser Landschaft von Frostschutt und Fliesserde in pleistocänen und postglazialen Ablagerungen. Der am Aufbau des Pingos beteiligte Sandstein muss direkt dem karbonen Unterbau dieser Gegend angehören. Das Fehlen eines Frostschutt- und Fliesserdemantels über den Sandsteinen des Pingos ist dadurch zu erklären, dass der heutige Pingo trotz seiner enormen Grösse nurmehr die Kernzone eines grösseren, im gelbsandigen Sockel noch teilweise erhaltenen Pingos reaktiviert hat. Der »Gletscherpingo« liegt auf einer grossen Verwerfung, die das Tal des Karupelv quert.

Die Quelle und das Aufeisgletscherchen:

Das auffälligste Merkmal dieses Pingos war ein Gletscherchen, das in der kraterartigen Einsattelung am Ostabhang lag. Es wurde vom



Fig. 22. Der »Gletscherpingo«. Aufeis im Krater; aktiver Überlauf und Deltabildung auf der Südseite. Eigenhöhe: 38 m; Basisumfang: 350 m.

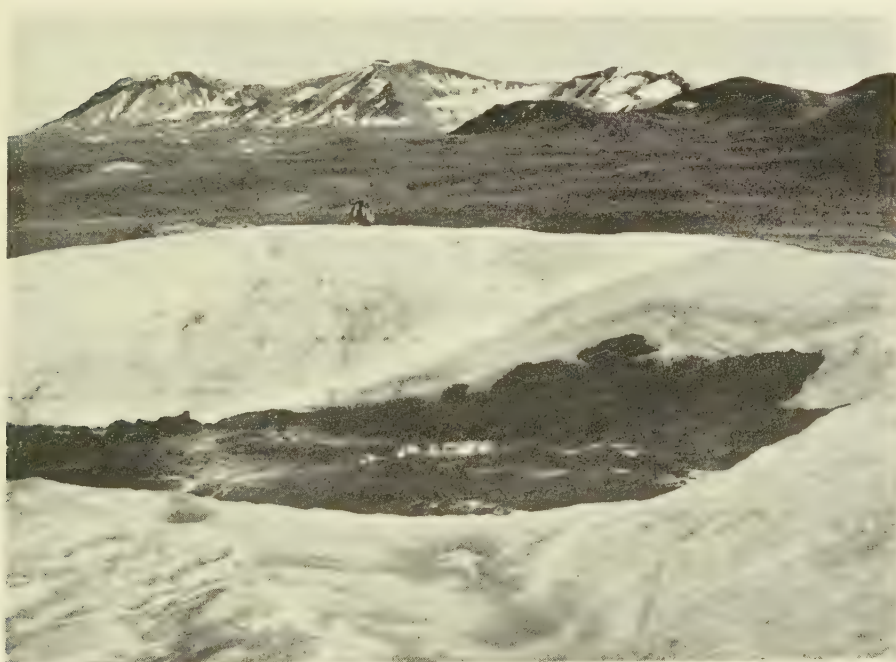


Fig. 23. Das Aufeisgletscherchen im Krater des »Gletscherpingos«. Im Zentrum das durch Quellwasser gebildete Loch. Als Masstab dient der Rucksack.

höchsten Punkt des Pingos um 8 m überragt. Mitte August 1955 mass es 27 m auf 30 m. Der nach Süden greifende Lappen war mächtiger als der nördliche. Im Zentrum des Gletscherchens befand sich ein nahezu kreisrundes Loch von 15 m Durchmesser. Aus dem grauschwarzen Morast am Boden dieses 2,5 m tiefen Loches traten an mehreren Stellen Wasser und Gas aus. Es wurde geschätzt, dass volumenmässig etwa halb so viel Gas ausströmte wie Wasser. Die Temperatur des Wassers betrug am 16. August 1955 an der Austrittsstelle $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$; am 31. August 1955 betrug sie noch $0,0-0,1^{\circ}\text{C}$. An diesen beiden Daten wurde zugleich die Ergiebigkeit der Hauptquelle gemessen. Sie betrug $1-1,1$ Liter pro Sekunde. Das Total des in diesem Pingo austretenden Wassers konnte nicht genau ermittelt werden, weil sich in den drei Abflusskanälen die Schmelzwasser des Gletscherchens zum Quellwasser gesellten. Es wurde auf ca. 2 Liter pro Sekunde geschätzt. Die hydrochemische Analyse einer Probe dieses Quellwassers durch Prof. GÜBELI zeigte, dass es sich um ähnliches Wasser handelte wie im »Quellpingo«. Der Gipsgehalt war grösser, der Kalkgehalt hingegen kleiner. Es wurden weder radioaktive Stoffe noch Bitumenreste gefunden. Der Gehalt an Chloriden war gering. Dieses Wasser dürfte aus weniger grosser Tiefe stammen als das von ROSENKRANTZ (1940, p. 125) beschriebene Wasser aus einem westgrönländischen Pingo, das als ein Natrium-Karbonatwasser charakterisiert werden muss.

Zugleich wurde eine Probe des in unregelmässigen Schüben austretenden Gases durch Prof. GÜBELI untersucht. Die Zusammensetzung dieses Gases wich nur wenig von derjenigen von Luft ab. Der Kohlendioxydgehalt war klein. Es konnte kein Methangas festgestellt werden. Auch der Schwefelwasserstoff fehlte. Radioaktivität war nicht vorhanden. Es zeigt sich, dass das Gas des »Gletscherpingos« von ganz anderer Zusammensetzung ist als jene Probe aus einem tätigen Westgrönländpingo, für die ROSENKRANTZ (u. a. 1940, p. 653) approximativ 73 % Methan und relativ wenig Stickstoff angibt.

Zwei der Überlaufkanäle des »Gletscherpingos« fielen durch ihre chemischen Ausblühungen auf. Der breite Überlauf gegen Süden, der sich in einen mächtigen Schuttfächer ausweitete (Fig. 22), war infolge Eisenhydroxyd-, Kalk- und Gipsausscheidungen stark rot und weiss gefärbt. Eine solche Anreicherung muss das Ergebnis sehr vieler Jahre sein. Auch auf dem Gletscherchen lagen Nester von zusammengeschwemmten kleinen Kalziumkarbonat- und Gipskristallen.

Auflagematerial und Kontaktverhältnisse:

Auf der Nordseite des Gletscherchens bestand im August 1955 ein Ansatz zu einer Kraterbildung. Das in dieser Richtung fliessende Bächlein hatte eine schluchtartige Bresche durch den 1—2 m hohen Wall

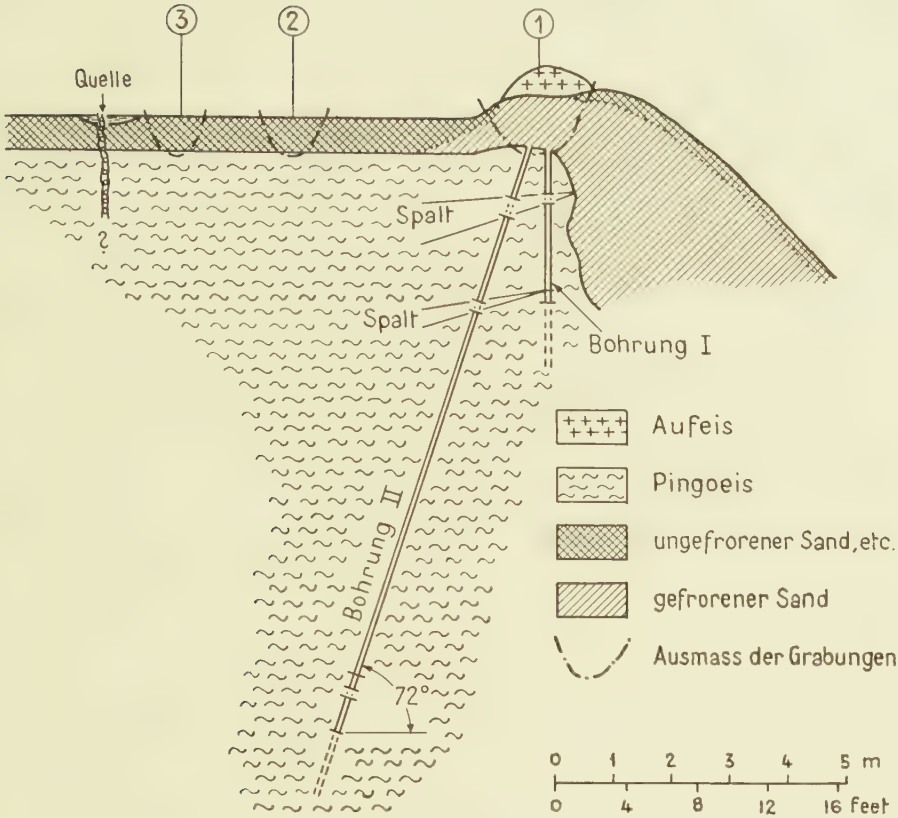


Fig. 24. Schematische Zusammenfassung der Ergebnisse der Bohrungen und Grabungen im »Gletscherpingo«.

hindurchgefressen. Auf eine Strecke von ca. 4 m hatte sich das darüberliegende Material wieder geschlossen, so dass das Bächlein unterirdisch abfloss. Diese Absenkung der Erosionsbasis legte einen Teil der Quelhöhle und die Zone zwischen Gletscherchen und Kraterrand trocken. Dadurch wurden drei Grabungen und zwei Bohrungen möglich.

Fig. 24 fasst die Ergebnisse dieser Untersuchungen in ein Teilprofil durch den »Gletscherpingo« zusammen. Am 17. August 1955 betrug die Auftautiefe in dem Feinmaterial des Nordabhanges (41 % Silt und 59 % Sand) nur 20 cm. Das darunter liegende Gefrorene, das auch grössere scharfkantige Komponenten enthielt, grenzte in Lokalität 1 in 80 cm Tiefe an einen Eiskörper. Der Übergang vom Erdmaterial zum Eis war weniger scharf als z. B. im Krater des »Forelenseepingos«. Es flottierten Silt- und Sandblöcke und -lamellen bis zu einer Tiefe von 50 cm im Eis. Es konnten keine besonderen Verformungen oder gar Verfälschungen an diesem im Eis aufgenommenen Fremd-

material beobachtet werden. Einzig die vielen langgezogenen Luftbläschen dieser Zone, die wurmartig verkrümmt waren, deuteten eine gewisse Durchbewegung an.

Zwei Versuchsgrabungen erbrachten das interessante Ergebnis, dass das Auflagematerial in der Umgebung der Quelle bis zu einer Entfernung von 5 m nicht gefroren war, sondern einen 60 cm tiefen viskosen Morast bildete, der im Gegensatz zu den Verhältnissen in Lokalität 1 scharf vom Eiskörper getrennt war. Das darunter liegende Eis war frei von mineralischen Einschlüssen. Diese Beobachtung weist darauf hin, dass die immer wieder festgestellte scharfe Trennfläche zwischen Eiskörper und auflagerndem Material sekundärer Natur ist und als Beweis dafür angesehen werden darf, dass der Abbau des betreffenden Eiskörpers bereits begann. Unter primären Kontaktverhältnissen ist eine Übergangszone zu erwarten, in der sich die beiden Elemente vermischen. Primäre Kontaktzonen sind von besonderem Interesse in bezug auf den Entstehungsmechanismus der Pingos. Leider sind Primärkontakte nur äusserst selten aufgeschlossen. Der Übergang Eis—Sand im »Kraterseeping« (Fig. 18) und die Verhältnisse am Eingang zum Eiskeller bei Toker Point (Fig. 36 a, b) sind als Beispiele für Primärkontakte anzusprechen.

Der Eiskörper:

In Bohrung I (Fig. 24) wechselten in den ersten 72 cm sehr harte und ausnehmend weiche Schichten von 5—8 cm Dicke regelmässig ab. In dieser Tiefe stiess die Bohrung auf einen Hohlraum von 5 cm Mächtigkeit, der zur Hälfte mit demselben Silt-, und Sandgemisch aufgefüllt war, das die Auflage charakterisierte. Dieses Einfüllmaterial war ungefroren. Im Bohrbereich 1 m bis 2,2 m leistete das Eis dem Eindringen des Bohrers sehr wenig Widerstand. Das Eis zerbrach im Bohrkopf zu einer schneeigen Masse, was viel eher auf grosse Porosität infolge Vorhandenseins vieler Luftblasen zurückzuführen ist, als auf die etwas geringere Grösse der Eiskristalle. In 2,45 m Tiefe drang die Bohrung abermals in einen Hohlraum von 2 cm ein. Darunter lagen in teilweise gefrorenem Zustand ca. 5 cm Silt, Sand und scharfkantige Steinchen. Nach weiteren 8 cm Eis stiess der Bohrer auf vollständig gefrorenes Material, das nicht mehr bewältigt werden konnte. Es scheint, dass diese Bohrung I noch sehr stark im Bereich der primären Kontaktzone verlief.

Bohrung II wurde am quellwärts gelegenen Rande von Grabung 1 unter einem Winkel von 72° in Richtung zum Zentrum des Eiskörpers angesetzt. Nach dem Durchstossen einer Lage von 15 cm sehr hartem Eis an der Oberfläche verliefen die nächsten 10 m der Bohrung in jenem schneeig brechenden Eis, das einen Teil der Bohrung I charakterisiert hatte. Einzig in 60 cm Tiefe befand sich eine 5 cm dicke Schicht

von Eis, das grossen Widerstand leistete und völlig frei war von Luftblasen. Bei 82 cm Bohrtiefe brach der Bohrer in einen Hohlraum von 31 cm Mächtigkeit durch. Dieser schien einerseits mit dem oberen Hohlraum der Bohrung I zu kommunizieren, anderseits eventuell mit dem Quellsystem in Verbindung zu stehen. Die 3 cm Feinmateriel, die sich im Spalt befanden, waren ungefroren und wassergetränkt. In 2,6 m Bohrtiefe wurde abermals ein Hohlraum angebohrt. Er mass 6 cm und war ohne Materialfüllung. Von 7,7—8 m war das Eis durch ca. 1—2 mm dicke Lamellen von gefrorenem Silt und Sand verschmutzt. In 10,5 m Tiefe wurde die Bohrung abgebrochen, ohne die Unterlage des Eiskörpers erreicht zu haben. Diese dürfte auf Grund einer Überschlagsrechnung erst in ca. 35—38 m Bohrtiefe erreicht werden.

Nach dem völligen Schmelzen der aufgehäuften Bohrkern hinterblieb ein chemischer Rückstand, der grösstenteils aus CaSO_4 und CaCO_3 bestand, wodurch belegt wird, dass die Ausblühungen, die auf dem Gletscherchen und in den Überlaufkanälen beobachtet wurden, auch im Eiskörper des »Gletscherpingos« in hoher Konzentration vorkommen (Analyse durch Prof. GÜBELI).

Beim Fixieren von Thermoelementen wurde festgestellt, dass je der oberste Hohlraum der beiden Bohrlöcher entweder mit dem Aussenbereich oder mit einem sehr grossen Hohlraum im Innern des Pingos in Verbindung stehen muss.

Im Bohrloch II wurden in $2\frac{1}{2}$ ft., 10, 20 und 30 ft. Tiefe Thermoelemente von derselben Eichung wie im »Forellenseepingo« angebracht. In Fig. 16 wird der Temperaturgang vom 30. August 1955 mit demjenigen gleichen Datums im »Forellenseepingo« verglichen. Die Kurve verläuft deutlich auf der Seite der niedrigeren Temperaturen. Die Unterschiede betragen vor allem in den tieferen Partien mehr als 1°C . Das Thermoelement in 80 cm Tiefe befand sich freihängend im oberen Hohlraum der Bohrung II und registrierte durchgehend schwach positive Temperaturen.

Pingoeis und Aufeis:

Das im Innern des »Gletscherpingos« vorgefundene Eis fügt sich in bezug auf die granulometrischen Eigenschaften sehr gut in die Reihe der bereits bekannten Beispiele von Pingoeis (Fig. 25 und Tabelle II).

Das Eis des Gletscherchens hingegen weicht in verschiedenen Beziehungen deutlich von Pingoeis ab. Der aus 841 Kristallen dieses Eises gemittelte Durchmesser beträgt nur 0,18 cm gegenüber 1,6 cm im Eis, das aus dem Innern des »Gletscherpingos« stammt. Die granulometrische Kurve dieses Eises ist nicht nur nach der Seite der kleinen Werte verschoben, sondern sie ist auch steiler als die Kurven von typischem

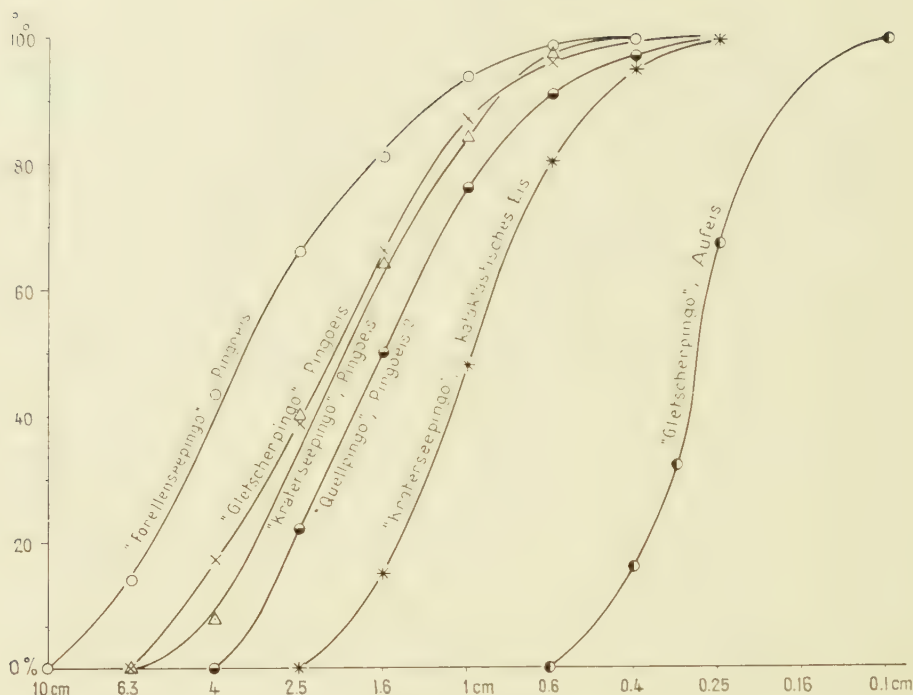


Fig. 25. Granulometrische Charakterisierung von typischen Eisarten in Ostgrönland-pingos. Die Abszisse gibt in logarithmischem Masstab die Kristalldurchmesser wieder; auf der Ordinate wurden in arithmetischem Masstab die kumulativen Kristallflächen in Prozenten der Gesamtfläche aufgetragen.

Pingoeis. Das Raumgewicht dieses Eises erreicht einen Wert von knapp 0,88 gegenüber 0,90 und mehr im Pingoeis.

Da bisher keine Kristallbilder von wirklichem Aufeis vorliegen, hält es schwer, zu entscheiden, ob es sich beim Gletscherchen des »Gletscherpingos« um Aufeis handelt oder um echten Firn. Es wird jedoch der ersten Interpretation darum der Vorzug gegeben, weil es kaum denkbar ist, dass eine solche Eismasse nur dank der lokalklimatischen Faktoren des Pingos volle 300 m bis 400 m unterhalb der Firnlinie erhalten bliebe. Laut mündlicher Mitteilung von Herrn JEAN PUTALLAZ, Genf, überdauerte dieses Gletscherchen auch den Sommer 1956. Die in Fig. 23 sichtbare Schichtung im Eis des Gletscherchens darf wahrscheinlich als Jahresschichtung aufgefasst werden. In diesem Falle müsste dem Gletscherchen ein Alter von mindestens 20 Jahren zugesprochen werden.

G. Der »Gänsepingo«.

Auf Anraten von Dr. BÜTLER wurde der von ihm beschriebene und abgebildete Pingo im nördlichen Seitental des Karupelv (BÜTLER 1955, Tafel VII) nochmals aufgesucht. Am Nordwestufer des 50 m breiten

Kratersees beginnend, wurde in Abständen von je 5 m die Seetiefe gelotet und dabei folgende Werte ermittelt: 3,4 m; 3,4 m; 3,4 m; 2,0 m; 2,2 m; 3,0 m; 4,0 m; 1,8 m; 0,7 m. Weit wichtiger als die kleine Asymmetrie in diesem Profil ist die Feststellung, dass sich im Zentrum eine neue Aufwölbung abzeichnete. Diese besass Ende August 1955 eine Höhe von 2 m, lag aber anderseits mit ihrem höchsten Punkt volle 2 m unter dem Seespiegel. Die am »Gänsepingo« vorliegenden Verhältnisse zwingen uns zur Annahme, dass dieser Gupf im Zentrum des Sees vollständig subaquatisch entstand. Laut Messungen von Herrn AAGE DE LEMOS, Kopenhagen, soll die maximale Eisdicke auf einem ähnlichen Süsswassersee in der Nähe der Expeditionsbasis auf Ella Ø nicht mehr als 1,6 m betragen. Falls diese Annahmen zutreffen, ist der »Gänsepingo« von grossem theoretischem Interesse. Es würde belegt, dass die direkten Ausseninflüsse wie z. B. die jahreszeitlichen Temperaturschwankungen nur von untergeordneter Bedeutung wären. Die Entstehung der Pingos würde vielmehr durch die Temperaturveränderungen und die Grundwasserverhältnisse im Innern des Permafrostes gesteuert.

H. Der »Antezedenzpingo«.

2,5 km talabwärts vom Forellensee liegt auf der Südseite des Karupelv eine weithin sichtbare, flache Aufwölbung von riesigen Abmessungen in der Talsohle, der »Antezedenzpingo«. Unmittelbar westlich davon liegt ein ähnliches, kleineres Gebilde (Fig. 26).

Die flussparallele Achse des »Antezedenzpingos« misst etwa 700 m, jene quer dazu mindestens 400 m. Die Heraushebung der Kuppel beträgt rund 15 m. Es sind mehrere Radialspalten erkennbar.

Es wäre schwierig zu entscheiden gewesen, ob es sich um einen Erosionsrest oder um einen echten Pingo handelt, wenn nicht ein ehemaliger Flusslauf, der in bezug auf die Aufwölbung des Pingos antezedent ist, diesen wie ein Band von Südosten nach Nordwesten, ziemlich genau über den höchsten Punkt verlaufend, gequert hätte. Die Eintiefung des heute trockengelegten Flussbettes beträgt 1—2 m. Der langsam werdende Pingo zwang den Seitenfluss, der aus den Svinhufvuds Bjergene kommt, zu einer sonderbar anmutenden Verzweigung, die auf der topographischen Karte 1:250.000 von Traill Ø eingezeichnet ist. Heute umfliessen die Wasser dieses Flösschens den Riesenpingo je zur Hälfte auf der Ost- und auf der Westseite. Aus dem derzeitigen Zustand dieser beiden Flussläufe, die ungefähr gleichen Alters sein müssen wie der Pingo, lässt sich abschätzen, dass dieser Pingo schon viele Jahrhunderte alt sein muss.

Grossradige Aufwölbungen wie diejenige des »Antezedenzpingos« sind in vielen Tälern Ostgrönlands weit verbreitet. Die aussergewöhn-

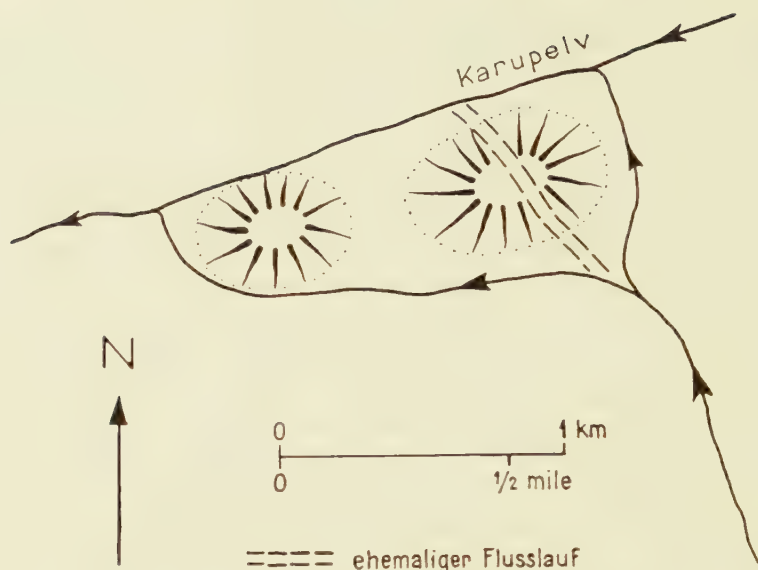


Fig. 26. Planskizze des »Antezedenzpingos« (rechts), mit dem in bezug auf die Pingo-bildung antezedennten, jetzt trockengelegten Flusslauf.

lich hohen und durch spezielle Symmetrie der Form ausgezeichneten Gebilde, auf die sich üblicherweise die Bezeichnung Pingo beschränkt, sind wahrscheinlich nur Extremfälle eines weitverbreiteten Vorganges, dem im Rahmen der Periglazialmorphologie eine grössere Bedeutung zukommt, als bisher angenommen wurde.

I. Die Pingos im Maanedal.

Im oberen Maanedal befinden sich auf einer Strecke von 5 km nicht weniger als sechs charakteristische Pingos. Für den obersten, der schon jenseits der flachen Wasserscheide im obersten Maanedal liegt, hat Dr. BÜTLER (1955, Tafel VII) nachgewiesen, dass er sich unmittelbar oberhalb eines Basaltganges befindet, der das Tal quert. Der gleiche Nachweis konnte für einen Pingo erbracht werden, der 5 km weiter talabwärts liegt. Von den restlichen Pingos verdienen deren zwei spezielle Erwähnung. Im Gebiet der Wasserscheide steht auf einem von Süden kommenden Schuttfächer ein winziger, aber sehr formtypischer Pingo. Er besass am 27. August 1955 einen Basisdurchmesser von 6 m und eine Höhe von 2,5 m. Dieser kleine Maanedalpingo muss schon viele Jahre alt sein, denn die von den Schnee-Eulen abgelagerten Exkremente und Gewölle, die dem Pingo wie eine weisse Kappe aufsitzen, können kaum in einem einzigen Jahr deponiert worden sein. Es kann sich also trotz der Kleinheit und dem ähnlichen Aussehen nicht um einen »jahreszeitlichen Pingo« handeln, wie ihn PORSILD (1938, p. 51 und p. 53—54)

aus dem Mackenzie Delta abbildete und beschrieb. Andererseits ist es doch unsicher, ob dieser Pingo gleichen Ursprungs ist wie die in dieser Arbeit beschriebenen Typen.

Der mächtigste Pingo des Maanedal liegt halbwegs zwischen den beiden Pingos mit den markanten Basaltriegeln, ungefähr dort, wo eine kräftige Verwerfung, die die Karbon-Sandsteine gegen die Trias begrenzt, das Tal quert. Der grössere Basisdurchmesser dieses im Grundriss ovalen Pingos betrug 200 m, seine höchste Erhebung über das Niveau des Flusses 19 m. Ende August 1955 klaffte ein mächtiger, grabenartiger Spalt quer über diesen Pingo. Auf der Nordseite trat auf halber Pingo-höhe Wasser aus und rann den ca. 8 m tiefen Graben hinunter. Das Bemerkenswerte an dieser Quellstelle war, dass das Wasser durch viele sehr feine Kanälchen direkt aus dem gefrorenen Sand austrat. Der Durchbruch musste erst kurz vor unserem Besuch gelungen sein. Die Temperatur des austretenden Wassers war relativ hoch ($+3,5^{\circ}\text{C}$).

IV. MORPHOGENESE DER OSTGRÖNLAND-PINGOS

A. Abriss der Permafrost- und Klimaverhältnisse in Ostgrönland.

Pingos sind ein Phaenomen des Permafrostes. Leider ist für Ostgrönland sowohl in bezug auf Permafrost, wie auch auf pleistocäne und z. T. recente Klimaverhältnisse wenig bekannt. Erst im Zusammenhang mit der 1951 einsetzenden Bergbautätigkeit im Gebiet von Mesters Vig wurden einige Daten gewonnen, die bezüglich der von uns bearbeiteten Fragen und Gebiete einige Anhaltspunkte geben.

Mesters Vig liegt in der Nordostecke des Scoresby Land, Ostgrönland, auf $72^{\circ}15'$ nördlicher Breite und 24° westlicher Länge. Es hält in bezug auf die geographische wie auch die klimatische Lage ungefähr die Mitte zwischen dem Pingo Dal und dem Tal des Karupelv, unseren beiden Untersuchungsgebieten, und darf daher, unter Anbringung einiger Vorbehalte, als repräsentativ gelten.

Permafrost und Grundwasser in der Gegend von Mesters Vig:

In den Bleiminen von Mesters Vig werden zurzeit die Temperaturverhältnisse der dortigen Permafrostschicht untersucht. Herr J. BONDAM, Grönlands Geologiske Undersøgelse, Kopenhagen, hatte die Freundlichkeit, mir zusätzlich zu seiner 1955 (p. 10) publizierten Notiz, dass der Permafrost in Blyklippen eine Dicke von ca. 100 m besitze, noch folgende Angaben zu machen:

1. Die einzelnen Werte für die Dicke des Permafrostes zeigen grosse Unterschiede. Auf der Höhe des 335 m-Niveaus wurde in Sandstein eine Gefrornis von 25—30 m Tiefe festgestellt. Höher oben am Hang, im 390 m-Niveau ist der Permafrost approximativ 75 m dick. Es handelt sich dort ebenfalls um Sandstein. In einem noch höher gelegenen Aufstiegstunnel wurde eine Permafrostdicke von ungefähr 125 m ermittelt.

Möglicherweise ist die durch diese drei Zahlen angedeutete Ausdünnung des Permafrostes vom Hang gegen die Talsohle auf die Tatsache zurückzuführen, dass der Taltrog zur Zeit der Entstehung des Perma-

frostes von einem Gletscher eingenommen wurde. Die Auffassung, dass Gletscher die Entstehung von Permafrost retardieren, gilt heute als recht gut fundiert (MULLER 1947, p. 4; WERENSKIOLD 1953, p. 200; BLACK 1954, p. 842). Die thermische Wirkung der Flüsse schwächte nach dem Abschmelzen der Gletscher den bereits reduzierten Permafrost weiter. Die Flüsse dieser Gegend fließen während des ganzen Jahres (BONDAM 1955, p. 10). Die Tatsache, dass der Permafrost in den Talsohlen und untersten Hangpartien durch ehemalige Gletscher und heutige Flüsse geschwächt ist, erklärt zumindest teilweise, warum die Pingos immer in den Tälern, niemals aber auf den Bergrücken und Hochplateaus zu finden sind.

2. Die geothermische Tiefenstufe im Permafrost von Blyklippen soll nach Bondams vorläufigen Mitteilungen ca. 15 m betragen. In den tieferen Partien der Mine, unterhalb des Permafrostes, nimmt die Temperatur nur pro 50—75 m um 1°C zu. Diese Zahlen sind noch nicht genügend gefestigt und müssen daher mit Vorsicht behandelt werden. Aber selbst bei Berücksichtigung einer beträchtlichen Beeinflussung durch die SSE-Exposition darf diese geringe geothermische Tiefenstufe im Permafrost der Bleiminen von Blyklippen als ein weiterer Hinweis dafür gedeutet werden, dass wir uns in der Gegend von Mesters Vig bereits in der Übergangszone zum diskontinuierlichen Permafrost befinden, denn nach BLACK (1954, p. 843) wird der vertikale Temperaturgradient beim Fortschreiten von kontinuierlichem zu diskontinuierlichem und zu sporadischem Permafrost progressiv steiler. In Nordalaska, wo der Permafrost rund 300 m mächtig ist, wurden Werte von 24—66 m pro Grad Celsius gemessen (MACCARTHY 1952, p. 589).

3. Am Ende des Stollens 335 wurde in einer Verwerfung eine Wasserader angeschnitten, die ganzjährig tätig ist. Das Wasser stand unter einem Druck von ungefähr $1,7\text{ kg/cm}^2$; seine Temperatur betrug ca. $+0,5^{\circ}\text{C}$.

Diese Beobachtung bestätigt die im Zusammenhang mit den Pingos schon verschiedentlich geäußerte Vermutung, dass in diesem Bereich von Ostgrönland Subpermafrostwasser existieren und dass sich diese mit Vorliebe an geologische Störungen halten.

Zusammenfassend darf gesagt werden, dass die von POSER (1932, p. 17) auf 360 m geschätzte (im SIPRE Abstract 9465 als Tatsache wiedergegebene) Mächtigkeit des Permafrostes für eine Gegend wenig nördlich von Mesters Vig wahrscheinlich zu gross angenommen wurde.

Die heutigen Klimaverhältnisse:

Zur Charakterisierung des Klimas der ostgrönländischen Pingogebiete seien vorerst die mittleren Monats- und Jahrestemperaturen, die entsprechenden Maximum- und Minimumwerte, sowie die Niederschlags-

verhältnisse der dänischen Wetterstation Mesters Vig tabelliert (Tabelle I). Wenn wir die von TROLL (1944, p. 645) wiedergegebene Faustregel von Schostakowitsch anwenden, wonach

$$\frac{\text{mittlere Lufttemperatur für die Wintermonate XII—II}}{\text{mittlere Schneehöhe im Januar (cm)}} \leq 0.5$$

den Permafrost erhält oder neu bildet, so zeigt sich, dass die heutigen Klimabedingungen von Mesters Vig nicht mehr für sämtliche Jahrgänge permafrostpositiv sind. Es darf z. B. angenommen werden, dass die Kaltreserve des Permafrostes von Mesters Vig im Winter 1953/54 einen Rückschlag erlitt.

Tabelle I gibt ferner einige Mittelwerte von Temperatur- und Niederschlagsdaten der norwegischen Wetterstation Myggbukta. Myggbukta liegt im Raum der nördlichsten Pingos, die in Ostgrönland bis anhin beobachtet wurden. Die gleiche Tabelle teilt auch einige Werte aus dem Süden der ostgrönländischen Pingoregion mit (Kap Tobin bei Scoresbysund).

Die Gesamtheit dieser Zahlen gibt uns einige Anhaltspunkte über die klimatischen Voraussetzungen für die Pingos von Ostgrönland. Schon die wenigen Zahlen, die von der erst 1952 eröffneten Station Mesters Vig zur Verfügung stehen, zeigen eine aussergewöhnlich grosse Streuung, ganz besonders bezüglich der Niederschläge. Dasselbe gilt für Kap Tobin. Diese ausgeprägten Unterschiede zwischen den einzelnen Jahreswerten wurden schon von HOVMÖLLER (1947, p. 93) als Charakteristikum für das Klima von Ostgrönland angesprochen.

Selbst diese kurzfristigen Schwankungen haben ihre Rückwirkung auf den Permafrost. Sie teilen sich dem Permafrostkörper mit einer Verzögerung mit, die von der Grössenordnung von Jahren ist. Dementsprechend erfolgen die Reaktionen der Intra- und Subpermafrostwasser erst um Jahre später.

Langfristige Klimaänderungen:

SCHOSTAKOWITSCH (1927) glaubte, das heutige Klima für das Vorhandensein von Permafrost verantwortlich machen zu müssen. SUMGIN (1929, 1932⁺, 1935⁺) hingegen versuchte zu beweisen, dass der Permafrost ein Produkt einer früheren, kälteren Epoche sei. Die heutige Auffassung geht dahin, es seien beide Elemente wirksam (BLACK 1954, p. 846 und 847). Wir wollen deshalb in aller Kürze die Auswirkungen der langfristigen Klimaänderungen diskutieren.

Diese jahrhunderte- und zum Teil jahrtausendestarken Veränderungen teilen sich dem Permafrostkörper mit entsprechend grösseren Verzögerungen mit. Es können sich gleichzeitig mehrere Klimaänderun-

gen räumlich gestaffelt in demselben Permafrostkörper bewegen. Für Gebiete mit grossen Permafrostmächtigkeiten (z. B. Jakutia in NE-Sibirien, wo der Permafrost bis zu 600 m dick ist) sollte es möglich sein, aus den Temperaturprofilen die letzten Kapitel der Klimageschichte zu rekonstruieren. Eine neulich ins Englische übersetzte russische Arbeit befasst sich am Beispiel des permanent gefrorenen Bodens in Vorkuta, Sibirien, mit der mathematisch-physikalischen Erfassung dieses Phänomens (REDOZUBOV 1946). Diese Idee, dass der Eisboden als Indikator der säkularen Veränderungen des Klimas dienen kann, wurde schon von SUMGIN (1932⁺) geäussert.

In diesem Zusammenhang sind die von Dr. LAUGE KOCH (1945) herausgearbeiteten klimatischen Fluktuationen in Ostgrönland in historischer Zeit von grossem Interesse.

Beim heutigen Stand der Untersuchungen ist es noch nicht möglich, diese langfristigen Klimaverschiebungen mit verstärkter oder abgeschwächter Pingotätigkeit zu korrelieren. Es kann einzig festgestellt werden, dass unter den heutigen Klimaverhältnissen von den 28 in Ostgrönland untersuchten Pingos nur deren 2 eindeutig im Aufbau begriffen sind, hingegen lässt sich für deren 7 ein deutlicher Abbau feststellen. An 6 Pingos wird zugleich auf- und abgebaut. Die restlichen 13 Beispiele scheinen stationär zu sein.

B. Die Ostgrönlandpingos als offenes System und permafrostinternes Phänomen.

Der Schlüssel für das Verständnis der ostgrönländischen Pingos wurde gefunden, als im »Quellpingo« und im »Gletscherpingo« direkte Wasseraustritte beobachtet wurden. Die Wässer stiegen zentral durch den Eiskörper empor und waren von Gasblasen begleitet.

Diese Beobachtung war schon früher gemacht worden. ROSENKRANTZ berichtet von einem Pingo »in faint eruption«, der während der Nugssuaq Expedition auf der gleichnamigen Halbinsel in Westgrönland entdeckt worden war (ROSENKRANTZ u. a. 1942, p. 42). »Mud, gravel and stones are here thrown up to the surface by groundwater, the pressure of which is due to a considerable constituent of gases, chiefly Metan, which makes the water foam (hence the name used by the Greenlanders: Qapiortoq = the foamer)«. Vom gleichen Autor wird ein »mud volcano« von der Svartenhuk Halbinsel beschrieben (ROSENKRANTZ u. a. 1942, p. 41—42, Fig. 17 und 20, sowie Plate 5). Beschreibung und beigegebene Photographie dieses Pingos und seiner Umgebung sind dem »Quellpingo« auf Traill Ø zum Verwechseln ähnlich; der einzige Unterschied besteht darin, dass in den von uns untersuchten Ostgrönlandpingos keinerlei Hinweise auf eine Beziehung der Pingos zu Bitumenvorkommen gefunden

werden konnten. Die Resultate der hydro- und geochemischen Analysen von 6 Bodenproben, 2 Wasserproben und einer mit äusserster Sorgfalt behandelten Gasprobe durch verschiedene Experten (Prof. GÜBELI, Prof. KRANCK und Dr. DAHN) lassen keinerlei derartige Schlüsse zu. Auch die nachstehend diskutierte Analyse gewisser Isotopengruppen von Pingowassern und Pingoeis geben keinen Anlass, eine Beziehung zu Bitumen zu vermuten: »There is not the slightest indication in the isotopic data for such a relationship« (briefliche Mitteilung von Dr. H. CRAIG, Scripps Institute of Oceanography, University of California).

Im Enrico Fermi Institute for Nuclear Studies, University of Chicago, wurden unter der Leitung von Prof. H. C. UREY 5 Proben von Pingowassern einer massenspektrometrischen Analyse unterzogen. EPSTEIN und MAYEDA (1953, p. 224) hatten darauf hingewiesen, dass die Isotopen-Zusammensetzung von verschiedenen Wassern eine breite Streuung aufweist und stark von Ursprung und Geschichte des Wassers abhängig ist. Um den Zusammenhang zwischen Eiskörper und Quellwasser von ein- und demselben Pingo zu erfassen, wurden parallel zu den Wasserproben auch Eisproben aus dem »Gletscherpingo« und dem »Kraterseepingo« auf ihre Isotopenverhältnisse untersucht. Es wurden die Verhältniszahlen von Deuterium zu Wasserstoff, wie sie sich aus diesen Proben ergaben, mit denjenigen von durchschnittlichem Meerwasser verglichen; dieser Quotient wurde mit dem Verhältniswert der Isotopen O_{18} zu O_{16} in Beziehung gebracht (CRAIG u. a. 1956). Die Resultate dieses Doppelquotienten

$$\frac{D/H \text{ ‰ bezogen auf mittleres Ozeanwasser}}{O_{18}/O_{16} \text{ ‰ bezogen auf mittleres Ozeanwasser}} = \sim 9$$

wurden von Prof. UREY und Dr. CRAIG (briefliche Mitteilungen) wie folgt interpretiert:

1. Pingoeis und Pingoquellwasser sind in bezug auf Isotopenverhältnisse so identisch, dass gleiche Herkunft der beiden Elemente angenommen werden darf.
2. Die Pingowasser sind sicher *nicht juveniler*, dh. magmatisch-vulkanischer Herkunft. Es handelt sich um *meteorisches* Wasser.
3. Die Frage, ob meteorisches Wasser, das direkt aus der nächsten Umgebung stammt, oder eventuell altes, aus grosser Entfernung kommendes Meerwasser in den Pingos zirkuliert, konnte deutlich zu Gunsten des lokal zirkulierenden meteorischen Wassers entschieden werden. Obiges Verhältnisresultat von ~ 9 belegt, dass die Pingowasser keine intensive Verdunstung erlebten¹⁾.

¹⁾ Eine detaillierte Diskussion dieser Analysen erhält erst im Rahmen einer grösseren Vergleichsstudie ihre volle Bedeutung. Sie soll daher in eine Publikation eingeschlossen werden, die zurzeit in Vorbereitung ist (CRAIG und MAYEDA, in Druck).

Damit scheidet die Hypothese SVIETOSAROV (1934), wonach die Pingos durch juveniles Wasser gespiesen würden, zumindest für die Ostgrönlandpingos aus.

Auch die Auffassung von Gussow (1954, p. 2226), die Pingos seien Überbleibsel von pleistocänen Eismassen, dürfte für die Ostgrönlandpingos kaum weiter haltbar sein.

Das Resultat, dass das Pingoquellwasser und sein Derivat, die Pingoeiskörper, eindeutig lokal meteorischen Ursprungs sind, besagt, dass es sich bei den Ostgrönlandpingos um *offene Systeme* im Sinne von TABER (1930) handelt. Die Frage, ob diese Wasserkreislaufsysteme unter oder über dem Permafrost geschlossen werden, findet ihre Antwort in der Tatsache, dass die Mächtigkeit des auf dem Eiskörper liegenden Materials in allen von uns untersuchten Pingos grösser war als die maximale sommerliche Auftautiefe. Daraus ergibt sich, dass es nicht die Überpermafrostwasser sind, die bei der Entstehung der Ostgrönlandpingos die entscheidende Rolle spielen. Pingos sind das Produkt von Innerund Unterpermafrostwassern. *Der Kern eines Pingos liegt innerhalb des Permafrostes.* Dieser zu vornur vermutete Sachverhalt darf schon als so weit gesichert betrachtet werden, dass wir ihn direkt als *Kriterium für einen echten Pingo* bezeichnen dürfen. Jene pingoartigen Kleinformen, die durch Suprapermafrostwasser gespiesen werden, also nur die Aktivschicht hochpressen und zumeist im Entstehungsjahr wieder zerfallen, sollten nicht als Pingos bezeichnet werden.

C. Zur Physik der Ostgrönlandpingos.

1. Die mechanischen Kräfte.

Russische Wissenschaftler entdeckten im Innern von sibirischen Pingos mächtige Wasserlinsen, die lakkolithartig zwischen dem Eiskörper und den darunterliegenden Gefrierboden eingepresst waren (TOLSTIKHIN 1932⁺, PETROV 1934, ANDRÉIEV 1936⁺). Der besonders von TOLSTIKHIN (1932⁺) anstelle von Pingo benutzte Name »Hydrolakkolith« geht auf diese Beobachtung zurück. Er sollte umgangen werden, denn er bezeichnet das Ganze mit dem Namen eines Teiles, wobei nicht sicher steht, ob in jedem Pingo ein Hydrolakkolith sensu stricto vorhanden ist.

Es sind mehrere Beispiele von explosionsartigen Ausbrüchen von Hydrolakkolithen s. st. bekannt. TOLSTIKHIN (1932⁺, Referat STOLTENBERG, p. 65) berichtet, dass bei solchen Explosionen anstelle des Hügels ein kleiner See entstehen könne. Der Ausbruch eines Hydrolakkolithen im Tal des Byrtaflusses (Sibirien) im Juli 1938 wurde von STRUGOV (1955⁺) genau beschrieben. Ein Knall wie von einem Kanonenschuss

wurde bis 7 km weit gehört, und Massen von Eis und Erdmaterial wurden angeblich 8—12 m hoch aufgetürmt.

Der *hydrostatische Druck* einer Flüssigkeit ist stets senkrecht zu den Begrenzungen derselben gerichtet. Unter Vernachlässigung der Schwerkraft darf dieser Druck als nach allen Seiten gleich gross angenommen werden. Die auf das auflagernde Material ausgeübte Druckkraft ist daher der Grösse der Angriffsfläche proportional. Die Druckkräfte des durch Talikröhren aufsteigenden Wassers werden durch die Wasserlinie von einer kleinen auf eine grosse Fläche übertragen (Fig. 27 und Formel 1). Es ist dies eine Anwendung des mechanisch sehr wirkungsvollen Prinzips der hydraulischen Presse. In den Talikröhren der Ostgrönlandpingos steht uns, im Extremfall entsprechend den 1000—2000 m Höhenunterschied in der Umgebung, ein hydrostatischer Druck von 100—200 kg/cm² zur Verfügung.

Dieser durch das Grundwasser verursachte hydrostatische Druck im Innern der Pingos wird in einzelnen Fällen um den *Expansionsdruck von Gasen* verstärkt. Die Gasdrucke können in ungeöffneten Pingos sehr grosse Beträge annehmen. Gasaufstiege in Verbindung mit Pingos, wie sie beim »Quellpingo« und beim »Gletscherpingo« beobachtet wurden, finden wir auch in der Literatur erwähnt: ANDRÉIEV (1936⁺), ROSENKRANTZ, u. a. (1942) etc.

In der ersten Phase der Entstehung eines Pingo stehen den Druckkräften der aufsteigenden Wasser und Gase zwei Kräfte gegenüber: die *Überlagerungsdruckkräfte* und die *Zusammenhangskraft* im überlagernden gefrorenen Boden. Letztere ist zur Hauptsache eine Kohäsionskraft. BEREZANTSEV (1947⁺) gibt an, dass die Kohäsionskräfte und damit die bei Beanspruchung auftretenden maximalen Zugspannungen zwischen 2,5 und 18 kg/cm² variieren.

Die rund 20 m Silt (spezifisches Gewicht = 2,6) wie sie z. B. dem Eiskörper des »Forellenseepingos« aufliegen, erzeugen einen Überlagerungsdruck von 5,2 kg/cm².

Entsprechend der Form der meisten Pingos dürfen wir in erster Vereinfachung des Problems einen punktförmigen Ansatz der Kräfte annehmen. Nach einer ersten Verbiegung des Permafrostdeckels durch die aufsteigenden Wasser und Gase treten im oberen Teil des sich bildenden Gewölbes starke Zugspannungen auf. Sobald die pingobildenden Drucke die Bruchgrenze der auflagernden Permafrostschichten überschritten haben, was z. B. für den gefrorenen Silt des »Forellenseepingos« (54 % der Körner zwischen 0,002 und 0,06 mm, Feuchtigkeitsgehalt 20 %, Temperatur ÷ 3° C) bei ungefähr 20 kg/cm² liegen dürfte (nach TSYTOVICH und SUMGIN, 1937, zitiert nach MULLER 1947, p. 43) erfolgt Zerbrechen in einzelne Schollen. Für das weitere Aufwölben dieser Schollen ist nur noch die Überwindung des Überlagerungsdruckes notwendig.

In diesem Zusammenhang muss auf eine russische Arbeit hingewiesen werden, die versuchte, das Total der Drucke im Hydrolakkolithen eines Pingos experimentell zu bestimmen. PETROV (1934) mass in einem pingoartigen Gebilde mittels elektrisch bedienter Thermometer eine druckbedingte Gefrierpunktverschiebung von $0,4^{\circ}\text{C}$, woraus sich ein totaler Innendruck in diesem Pingo von 52 Atmosphären berechnen lässt¹. Dieser Wert liegt sogar noch höher, als auf Grund unserer Schätzungen zu erwarten war. In der Tat müssen bei Grundwasserbohrungen in Pingos diese hohen Drucke als Gefahrenmoment berücksichtigt werden.

SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 124) mass in den Lufteinschlüssen an der Basis eines kleinen Eislakkolithen einen Überdruck von 0,5 Atmosphären.

Die Druckabnahme im Moment des Zerbrechens des Permafrostdeckels bewirkt eine Heraufsetzung des Druckschmelzpunktes um einige Zehntelsgrade. Diese Änderung ist sehr gering; sie darf aber bei der Betrachtung der mechanischen Verhältnisse in den Pingos nicht vernachlässigt werden, weil sie zumeist in druckunterkühltem Wasser stattfindet. In diesem kritischen Stadium kann schon eine Schmelzpunktverschiebung von nur wenigen Zehntelsgraden zur Auskristallisation führen.

Bei der Umwandlung des Hydrolakkolithen in einen Eislakkolithen tritt eine weitere Kraft ins Spiel: der *Kristallisationsdruck* des Eises. Es ist dies ein sehr wirkungsvoller Faktor. Er beträgt bei $-0,3^{\circ}\text{C}$ bereits 40 kg/cm^2 . Sein Wirkungsbereich ist jedoch beschränkt. Er erschöpft sich in der bekannten Volumenvergrößerung beim Übergang von Wasser zu Eis.

Der weitere Aufbau eines Pingos muss nicht nur gegen den Überlagerungsdruck und die Zusammenhangskräfte der mineralischen Auflage, sondern zusätzlich dazu gegen den Widerstand einer zunehmend mächtiger werdenden Eislinse durchgesetzt werden. Der maximale Widerstand von Eis gegen Verbiegung wird von TSYTOVICH und SUMGIN (1937, zitiert nach MÜLLER 1947, p. 37) für Temperaturen, wie wir sie im Eis der Ostgrönlandpingos vorfinden (-3° bis -5°C), mit 18 kg/cm^2 angegeben. Die Orientierung der Eiskristalle, die in bezug auf den Verbiegungswiderstand der meisten Eisarten berücksichtigt werden muss, ist im Pingoeis belanglos, da in demselben keine spezielle Ausrichtung der Kristalle vorzuliegen scheint.

Die Reaktion des Pingoeiskörpers auf die Beanspruchung durch die verschiedenen Kräfte ist — wie am Beispiel des »Kraterseepingos« deutlich zu sehen war — bald starr und bald plastisch. Es lässt sich vermuten, dass das schubartige Wachstum vieler Pingos wenigstens

¹) Eis reagiert auf eine Druckabnahme von $n \cdot \text{kg} \cdot \text{cm}^{-2}$ mit einer Schmelzpunkterhöhung von $n \cdot 0,0075^{\circ}\text{C}$ (RUCKLI 1950, p. 100).

teilweise durch die zyklisch wechselnde Reaktionsweise des Pingoeises bedingt ist. Bei Überbeanspruchung würden sich Risse und Verwerfungen bilden (starres Verhalten). Der damit verbundene rasche Druckabfall kann nur langsam wieder wettgemacht werden. Während der Phase dieser langsamen Druckzunahme entstehen Verfaltungen etc. Diese plastische Deformation kann oft besonders in der Kontaktzone zwischen Eis und Auflage schön beobachtet werden. Dieser Eigenrhythmus von plastischem und starrem Verhalten wird durch die Fluktuationen im Grundwassernachschub überlagert.

Es ist zu erwarten, dass sich die vorstehend besprochenen Zyklen in einem schalenförmigen Bau des Eiskörpers abbilden. Bis anhin konnte zwar keine solche Strukturierung im Pingoeis festgestellt werden. Zur Abklärung dieser Frage müssten grössere Bohrkerne gehoben werden können, als dies mit der zur Verfügung stehenden Bohreinrichtung möglich war.

Zu den Kräften, die wir bisher für die Pingobildung verantwortlich machten, gesellt sich noch der *Auftrieb*, der die vertikalgerichtete Resultante eines geostatischen Kraftfeldes ist. Der Auftrieb addiert sich daher in sehr einfacher Weise zu den auf den Eiskörper und die Auflage wirkenden Kräften der aufsteigenden Wasser und Gase. Sein Bestehen verdankt er erstens der grossen Differenz im spezifischen Gewicht von Eis-Wasser-Gas gegenüber den auflagernden Schottern etc., und zweitens der Möglichkeit, dass sich auch Eis und Auflagerndes plastisch verhalten können. Um wenigstens die Grössenordnung des Auftriebes kennenzulernen, wurde für das Beispiel des »Forellenseepingos« eine Überschlagsrechnung durchgeführt. Es wurde ein spezifisches Gewicht der dortigen Silte von 2,6 und ein Eisvolumen von 75.000 m³ angenommen und daraus ein Auftriebsdruck von 5 bis 6 kg/cm² errechnet.

Diapirismus:

Unter der theoretisch durchaus berechtigten Voraussetzung, dass Pingoeiskörper auch in grosser Tiefe gebildet werden können, müssten sich die Auftriebskräfte in einem Diapirismus auswirken, der demjenigen von Salz- und Gipsstöcken zu vergleichen wäre. Diese Möglichkeit eines diapirischen Aufsteigens der Pingoeiskörper wurde schon von BÜTLER (1954, Tafel V) für die Erklärung eines Pingos im Randböldalen, im Kap Franklin-Gebiet, Ostgrönland, herangezogen. Er spricht von einem »aufsteigenden Stock von Grundeis«. Derselbe Autor erwähnt an einem zweiten Beispiel »den Auftrieb gegenüber dem Gewicht der (die Eislinse) überlagernden, schwereren Schotter« wiederum als ein pingobildendes Element (BÜTLER, 1955, Tafel VII). In seiner neuesten Arbeit kam HEIM (in Druck) auf Grund von rein theoretischen Überlegungen auf die Möglichkeit von Eisdiapirismus. Die bis anhin im Felde vorgefunde-

nen Verfältelungen in der Kontaktzone zwischen Eis und auflagerndem Material (Fig. 36 a, b) vermögen noch keinen eindeutigen Beweis für diapirisches Verhalten der Pingoeiskörper zu erbringen. Der Frage, ob sich die heutigen Pingoeiskörper in primärer Lagerung befinden, oder erst durch Diapirismus und Emporsteigen infolge hydrostatischen Druckes in die heutige Position kamen, muss durch weiteres Studium der Verfältelungen von Sand, Silt etc. in den Randzonen, sowie durch weitere Untersuchungen der Kristallverhältnisse im Eiskörper nachgegangen werden. In diesem Zusammenhang sei auf die wertvolle Arbeit über die Strukturen in Salzdomen von BALK (1949) hingewiesen.

Zusammenfassung:

Die bisher diskutierten Kräfte der Pingobildung sollen abschliessend in ein Schema und eine Symbolformulierung zusammengefasst werden (Fig. 27). Formel (2) gibt die Bedingungen, unter denen weiteres Aufwölben ($>$) oder zumindest Weiterbestehen ($=$) des Pingos möglich ist. Dies gilt solange das artesisch gespannte Wasser am freien Ende des offenen Systems nicht überfließt.

2. Das Temperaturregime.

Die exogenen Temperatureinflüsse auf die Entstehung von Pingos, wie z. B. die Auswirkung der Frosteindringung, der Temperaturschwankungen und deren Geschwindigkeiten sollen erst besprochen werden, nachdem auch das Material von den Untersuchungen an den Mackenzie Pingos vorgelegt wurde. Hier handelt es sich vielmehr darum, die durch Sub- und Intra-Permafrostwasser geschaffenen speziellen Temperaturverhältnisse, die für den Typus des ostgrönländischen Pingos charakteristisch sind, zu diskutieren.

Gruppenbildung und diffuse Wasseraustritte.

Beim Kristallisationsprozess werden pro Gramm neugebildeten Eises rund 80 cal frei. Durch diesen Vorgang wurden z. B. bei der Entstehung des Eiskörpers des »Gletscherpingos« schätzungsweise 10^{13} cal in der Nähe der Oberfläche des Permafrostes frei. Diese in erster Linie an das Wasser abgegebene Wärme bewirkt 1. eine Verlangsamung des pingoschaffenden Vorganges und 2. eine Schwächung des Permafrostes in der unmittelbaren Umgebung des Pingos.

Andererseits wirkt sich die Ausgesetztheit der Pingos gegenüber der Aussenkälte (weniger Isolation durch Schnee etc.), sowie die Tatsache, dass das Eis eine geringere Wärmeleitfähigkeit besitzt als gefrorener Sand oder Silt (MULLER 1947, p. 54, Fig. 26) dahin aus, dass die Isothermenflächen im Pingo nach oben und näher zusammenrücken. Dadurch entwickelt sich im Zentrum des Pingos gewissermassen ein Kältepfropf.

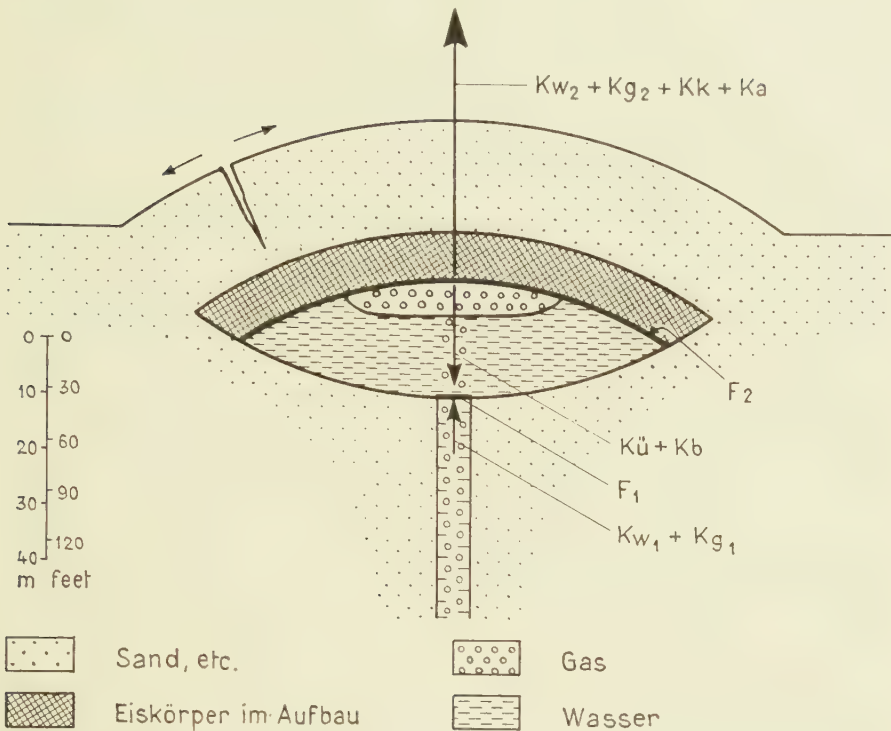


Fig. 27. Hypothetischer Querschnitt durch einen Pingo vom Ostgrönlandtypus.

- $Kw_{1, 2}$ = Druckkraft des Wassers
 $Kg_{1, 2}$ = Druckkraft des Gases
 Kk = Vertikalresultante der Kristallisationsdruckkraft des Eises
 Ka = Auftriebskraft von Wasser, Eis und Gas
 $Kü$ = Überlagerungsdruckkraft von Auflage und Eis
 Kb = Verbiegungswiderstand von Auflage und Eis
 $F_{1, 2}$ = Ansatzflächen der Kräfte

$$\frac{Kw_1 + Kg_1}{Kw_2 + Kg_2} = \frac{F_1}{F_2} \text{ (Prinzip der hydraulischen Presse)} \quad (1)$$

$$Kw_2 + Kg_2 + Kk + Ka \geq Kü + Kb \quad (2)$$

Da sozusagen alle Permafrostmaterialien auf eine Temperaturerniedrigung vorerst mit einer Zunahme des Verbiegungswiderstandes, d. h. mit einer Versteifung, reagieren, stoppt diese Äufnung einer Kaltreserve im Kern des gross gewordenen Pingos den weiteren Aufbau desselben ab. Die nachdrängenden Subpermafrostwasser suchen nach Ausweichmöglichkeiten. In diesem Stadium der Entwicklung sind die schwächsten Partien in den Flanken der Riesenpingos zu suchen. Diese Ausweich-tendenz in die benachbarten Permafrostzonen wird durch das eigenartige Phaenomen begünstigt, dass gefrorene Silte und Lehme schon bei negativen Temperaturen (teilweise bei -2°C) schmelzen (NERSESOVA 1951).

Vorstehende Überlegungen wurden vorgebracht, um folgende Beobachtungen zu erklären:

1. Grosse Pingos sind sehr oft von einer ganzen Schar von kleineren *Nebenpingos* umgeben, die entweder als Anhängsel oder als selbständige Formen ausgebildet sind (siehe Tafel V).

2. Am Fusse oder in den unteren Partien grosser Pingos, die noch intakt sind, lassen sich recht häufig kleinere Wasseraustrittsstellen beobachten, oft deren zwei oder drei an demselben Pingo. Diese den Abbau einleitenden, meistens *diffusen Wasserausbrüche* sind sehr oft durch intensiv farbige Mineralsalzablagerungen weithin sichtbar gemacht (siehe Fig. 10). Dies darf als Beweis dafür angesehen werden, dass die ersten Austritte von Pingowassern oftmals reich an Mineralsalzen sind. Der erhöhte Salzgehalt ist seiner schmelzpunktniedrigenden Wirkung wegen ein Faktor, der im Zusammenhang mit diesen Aufschmelzvorgängen recht stark ins Gewicht fallen kann.

Zusätzlich zu den diesbezüglichen Beobachtungen (»Mineralseeping«, »Felspingo«, »Quellpingo«, »Gletscherpingo«) sei auf die Arbeiten von TOLSTIKHIN (1931⁺) und DZENS-LITOVSKII (1938⁺ und 1945⁺) hingewiesen.

Abbauprozess und Altersfrage:

Durch Extrapolieren der Temperaturprofile aus dem »Forellenseeping« und dem »Gletscherpingo« (Fig. 16) ergibt sich, dass die Eiskörper dieser Pingos wahrscheinlich nicht mehr von einem wassergefüllten Raum unterlagert sind. Dass besonders der Eiskörper des »Gletscherpingos« nicht mehr unter hydrostatischem Drucke steht, zeigt sich auch daraus, dass beim Bohren in der Nähe des Zentrums weitoffene Spalten gefunden wurden, die kein Wasser enthielten. Dieses Zerreißen und Auflockern des Pingoeiskörpers in der Frühphase des Abbaues ist möglicherweise der Winterkälte zuzuschreiben, indem die steifgefrorenen, oberflächennahen Schichten zusammen mit Aufeis von den nachdrängenden Wassern deckelartig abgehoben, eventuell sogar durch eine Aufeisexplosion zerissen werden.

Der Vergleich der Temperaturkurven des »Forellenseepingos« mit denjenigen, die im »Gletscherpingo« gewonnen wurden, macht uns ferner darauf aufmerksam, dass der Wasserdurchbruch eine generelle Heraufsetzung der Temperatur des »Gletscherpingo«-Eiskörpers mit sich brachte. Die Differenz betrug im August 1955 rund $1\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$. Dies bedeutet — vorausgesetzt, dass dieser Temperaturunterschied bereits das Resultat des beginnenden Abbaues ist — eine Verminderung der Kaltreserve der rund 120.000 m^3 Eis des »Gletscherpingos« um rund $9\cdot 10^{10}\text{ cal.}^1$ Um diese Reserve ganz zu vernichten und den gesamten Eiskörper

¹ Spezifische Wärme des Eises = $0,5\text{ cal}\cdot\text{gr}^{-1}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$.

zu schmelzen, müssen weitere $(18 + 960) \cdot 10^{10}$ cal¹ aufgebracht werden. Bevor wir an die Abschätzung der Zeit gehen, die von den im August 1955 im »Gletscherpingo« ausfliessenden Wassern benötigt wurde, um diese Wärmemenge von rund 10^{13} cal aufzubringen, soll das Ergebnis eines Naturexperimentes mitgeteilt werden.

Am 30. August 1955 wurde am Aufstieg gegen den durch Gipsstöcke und Basaltsills charakterisierten Berg auf der Südseite des Karupelv auf Traill Ø eine Flussversickerung beobachtet. Ein Flösschen mit einer Durchflussmenge von wenigen Litern pro Sekunde floss auf einer Strecke von rund 120 m unter einem mächtigen Komplex von gefrorenen Sanden durch. An der Austrittsstelle betrug die Temperatur 4° C weniger als an der Versickerungsstelle (von +6° auf +2° C).

Nehmen wir diese Temperaturabnahme von 4° C für 120 m Kontakt mit Permafrost als groben Anhaltspunkt für das Ausmass der Wärmeabgabe, so lässt sich für den »Gletscherpingo« ein Zeitbedarf von 300 Jahren bis zur vollständigen Auflösung des Eiskörpers berechnen. Es wurde vorausgesetzt, dass die Ergiebigkeit der »Gletscherpingo«-Quelle bei rund 1 Liter pro Sekunde bleibt. Dieser Zahl kommt kein Absolutwert zu. Sie gibt höchstens eine Vorstellung von der Grössenordnung des Zeitbedarfes für den Abbau eines Pingos.

Gase, die zusammen mit den Wassern durch den Eiskörper aufsteigen, bewirken wegen der intensiven Abkühlung bei der Gasexpansion eine Verlangsamung des Abbauprozesses (TOLSTIKHIN 1931⁺). Unter den Kräften, die den Abbau fördern, muss ferner die Abschmelzung durch die sommerlichen Aussentemperaturen erwähnt werden. Bei grossen Pingos ist der schützende Mantel aus gefrorenem mineralischem Material oft zu klein und zudem durch Radialspalten zerrissen. Dadurch werden die obersten Partien des Eiskörpers dem Schmelzprozess ausgesetzt. Wenn sich zusätzlich zum Eisschmelzwasser die Schmelzwasser des Schnees in der kraterartigen Vertiefung ansammeln, ein Seelein bilden und erwärmen,¹ so kann durch diesen Prozess der Abbau des Pingos nicht nur eingeleitet, sondern auch in seinem weiteren Ablauf wesentlich beschleunigt werden. Der anfänglich meist geschlossene Ringwall wird später durchbrochen. Solange nur Schmelzwasser abzuleiten sind, hat das Bächlein, das vom höher gelegenen Kratersee herunterfliesst, nur temporären Charakter. Später werden die austretenden Subpermafrostwasser in den See aufstossen und denselben Abfluss benutzen wie die Schmelzwasser. In den stark fortgeschrittenen Abbaustadien wird das Bächlein während des ganzen Jahres fliessen und im Winter eventuell Aufeis bilden.

¹ näherungsweise $18 \cdot 10^{10}$ cal für die Vernichtung der restlichen Kaltreserve und rund $960 \cdot 10^{10}$ cal für den Schmelzprozess.

Permafrostquellen ohne Pingobildung.

Es ist eine Beobachtungstatsache, dass grosse Wassermassen oder Wasser mit hoher Temperatur im Permafrost von Ostgrönland keine Pingos zu bilden vermögen. Dies konnte an zwei Beispielen auf der Nordseite des Karupelv am Aufstieg, resp. jenseitigen Abstieg des vorgenannten Berges beobachtet werden. Im ersten Fall traten 8 bis 10 Liter Wasser pro Sekunde mit einer Temperatur von $+2,5^{\circ}\text{C}$ und im zweiten Fall rund 7 Liter pro Sekunde mit $+3^{\circ}\text{C}$ ungestört aus dem Permafrostboden aus.

Auch aus der Gegend von Kap Tobin und Kap Hope (südlichstes Liverpool Land) beschreibt PEDERSEN (1926) eine Anzahl von Quellen, die trotz ihres Zusammenhanges mit Permafrost keine Pingos bildeten. Die wärmste dieser Quellen, jene bei Kap Tobin, hatte eine Temperatur, die zwischen $60,4^{\circ}$ und 62°C variierte; die Temperatur der kältesten betrug $+2^{\circ}\text{C}$. ROSENKRANTZ (1942, p. 54), der die Quellen bei Kap Hope ebenfalls erwähnt, schreibt, dass zwischen Sommer- und Wintertemperatur dieser Quellen kaum ein Unterschied besteht. Diese Bemerkung bestätigt erneut die Auffassung, dass die Subpermafrostwasser vorwiegend den langfristigen Änderungen der Kaltreserve des betreffenden Permafrostgebietes verpflichtet sind.

Ein Eiskörper und damit ein eigentlicher Pingo kann sich nur bilden, wenn zumindest im Anfangsstadium der Pingobildung für längere Zeit quasi-statische Verhältnisse herrschen, die erst viel später in dynamische übergehen. Es muss geradezu als ein Kriterium für die Entstehung von Pingos angesprochen werden, dass nur relativ kleine Wassermengen aufstossen. Subpermafrostquellen, die z. B. 1500 Liter pro Sekunde liefern, wie dies von SHVETSOV und SEDOV (1942⁺) beschrieben wurde, bringen eine derart starke Störung der Temperaturverhältnisse mit sich, dass keine Pingobildung erfolgen kann.

D. Zusammenfassende Formulierung der Entstehungshypothese für Pingos vom Ostgrönland-Typus.

In Ostgrönland entstehen die Pingos dort, wo unter hydrostatischem Druck Intra- und Subpermafrostwasser und -gase aufsteigen, die nach Menge und Temperatur so begrenzt sind, dass keine revolutionäre Störung des Permafrostes eintritt. Die Permafrostmächtigkeit, die ca. 100 m beträgt, variiert sehr stark. In einer Tiefe von einigen Metern bis maximal 30 m, also noch im Permafrostbereich, entsteht wahrscheinlich anfänglich ein Hydrolakkolith s. st. Daraus entwickelt sich, zum Teil unter dem Einfluss des wenig darunter liegenden Permafrost-Kältemaximums, ein Eiskörper. Die dabei entstehenden Kristallisationsdrucke etc. wölben die überlagernden gefrorenen und ungefrorenen Schichten

von Sand, Schotter oder gar anstehendem Fels auf (Tafel I). Da der Ansatz der beteiligten thermischen und mechanischen Kräfte, die stets in der Nähe eines labilen Gleichgewichtes bleiben müssen, vorwiegend auf das Zentrum einer relativ kleinen Fläche erfolgt, resultiert aus diesem Vorgang die bekannte vulkanartige Pingoform (Tafel II). Abweichungen hiervon treten besonders dort auf, wo dem Aufstieg von Intra- und Subpermafrostwassern durch Basaltgänge, Verwerfungen etc. ein linearer Ansatz vorgezeichnet wurde (Fig. 5). Die aufsteigenden Wasser und Gase sind lokal-meteorischer und keineswegs juveniler Herkunft und stehen im allgemeinen sicher nicht in kausalem Zusammenhang mit Bitumenvorkommen.

Die Entstehung von »Satelliten« (Tafel V) und seitlichen Wasser- ausbrüchen, die anfänglich meist reich an Mineralsalzen sind (Fig. 10), geht darauf zurück, dass in einem grossgewordenen Pingo ein Kälte- propf entwickelt wird. Der Abbau der Pingos erfolgt einerseits durch die Aussenwärme, die den Eiskörper dort abzuschmelzen beginnt, wo ihn die auflagernden Massen von Schottern, Fels, etc. nicht mehr zu schützen vermögen, und anderseits durch die gleichen Wasser, die zur Entstehung des Eiskörpers führten. Der Kratersee, der oftmals durch die oberflächliche Abschmelzung entsteht, wird später auch durch jene Wasser gespiesen, die durch den Eiskörper aufsteigen (Tafel III). Der Überlauf des Sees wird weitere Teile des Eiskörpers der Abschmelzung von aussen freigeben. Daraus erklärt sich, warum die am Pingo so auffällige Symmetrie beim Ostgrönlandtypus durch den Abbau oft verloren geht.

Es darf für die Ostgrönlandpingos als typisch gelten, dass sich immer wieder neue Generationen folgen, die sehr oft aus den Ruinen der vorangegangenen wachsen (Tafel IV).

Die Geschwindigkeit des Auf- sowie des Abbaues der Pingos muss als sehr klein angenommen werden. Der von SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 123) auf 0,5 m geschätzte jährliche Höhenzuwachs eines Pingo darf sicher als äusserster Grenzwert betrachtet werden.

E. Diskussion und Würdigung der bisherigen Hypothesen über die Entstehung der Pingos vom Ostgrönland-Typus.

LEFFINGWELL (1919, p. 154) hat offenbar Pingos vom Ostgrönland- typus im Auge, wenn er in seiner physiographischen Monographie der Canning River-Gegend im nördlichen Alaska schreibt: »Some field evidence points towards a large outflow of water from some of the mounds«. Er erklärt sie durch »hydraulic pressure«. Darunter versteht LEFFING- WELL sowohl den hydrostatischen Druck, der durch die Reliefverhält- nisse in der Umgebung vorgezeichnet ist, wie auch den hydraulischen Druck *senso stricto*, der aus dem Tieferdringen der Gefrornis über einer

wasserundurchlässigen Schicht resultiert. — Die Frage der Herkunft der Subpermafrostwasser versucht Leffingwell dadurch zu lösen, dass er den ganzen Vorgang der Entstehung der Pingos an den Anfang der permafrostschaffenden Kaltperiode verlegt. Wir glauben, diese Tatsache viel einfacher durch das Vorhandensein von Talik erklären zu können, wobei solche Räume von Ungefrorenem, durch die das Wasser unter den Permafrost gelangen kann, im Untergrund von Seen, Flüssen und Gletschern vorhanden sein können (siehe auch WERENSKIOLD 1953, p. 200.)

Besonders die Vorfelder von rasch zurückschmelzenden Gletschern dürften den Subpermafrostzonen sehr viel Wasser liefern. — Leffingwells Vorstellung von der Wirkungsweise seines hydraulischen Druckes ist heute nur noch von historischem Interesse. Seine Interpretation »... a great outflow of water which carried up material from the underlying beds. The coarser material may have been deposited at the outlet of the spring, thus building up a mound« dürfte durch Untersuchungen, wie sie inzwischen u. a. am »Forellenseepingo« ausgeführt wurden, widerlegt sein.

Die heute gültige Auffassung, dass jener Pingotyp, der in Ostgrönland auftritt, ein Produkt der Sub- und Intrapermafrostwasser ist, wurde wahrscheinlich zuerst von russischen Wissenschaftern geäußert (TOLSTIKHIN 1932⁺; u. a.). Sie wird auch von BÜTLER (1954, 1955) befürwortet.

V. DIE PINGOS IM NE-MACKENZIE DELTA, KANADA

A. Einleitung.

Für eine Vergleichsstudie zu den Untersuchungen in Ostgrönland wurde das Eskimodorf Tuktoyaktuk ($69^{\circ}27' \text{ N}$, $133^{\circ}04' \text{ W}$) im nordöstlichen Teil des Mackenzie Deltas (N.W.T.) als Ausgangspunkt gewählt. Neben der aussergewöhnlich grossen Auswahl an Pingos in den verschiedensten Entwicklungsstadien bot jene Gegend noch den Vorteil, dass Transporterleichterungen und Eingeborenenhilfe für die Grabarbeiten und Bohrungen erhältlich waren.

Die beiden Pingos »Crater Summit« und »Sitiyok« waren schon vor der Abreise mit Hilfe von Luftaufnahmen der Luftphotobibliothek Ottawa als für eine Detailuntersuchung besonders geeignet erkannt worden.

Für die Dauer des Monats Mai kampierte ich im Krater des »Crater Summit Pingo«¹ in Ibiuk², 6 km SSW von Tuktoyaktuk (kurz: Tuktuk). Nachdem die dortigen Arbeiten bis auf periodische Kontrollmessungen abgeschlossen waren, wurde das Lager zu einem kleinen Pingo $4\frac{1}{2}$ km nordnordöstlich von Tuktuk verlegt, wo ich abermals einen Monat arbeitete. Da dieser Pingo zu klein war, um auf der Karte mit einem Namen angegeben zu sein, wurde er mit dem Eskimowort siti yok (= ist hart) versehen, denn er setzte unseren Grab- und Bohrwerkzeugen beachtlichen Widerstand entgegen. Vor dem ausgezeichneten Reisewetter vor dem Eisgang besuchte ich per Hundeschlitten einen Eiskeller, den ein Eskimo in einem Pingo bei Toker Point errichtet hatte; zugleich ergab sich Gelegenheit, einige der interessanten Pingos nördlich von Tuktuk, einschliesslich den mehr als 50 m hohen »Toker Point Pingo« kurz zu untersuchen. Frühjahr und Frühsommer erwiesen sich als sehr geeignet für diese Art Feldarbeit.

Die Tuktuk-Gegend besteht grösstenteils aus Deltaablagerungen.

¹ Pingoname auf der Karte »Approaches to Port Brabant«, 1950.

² Eskimoischer Lokalname.

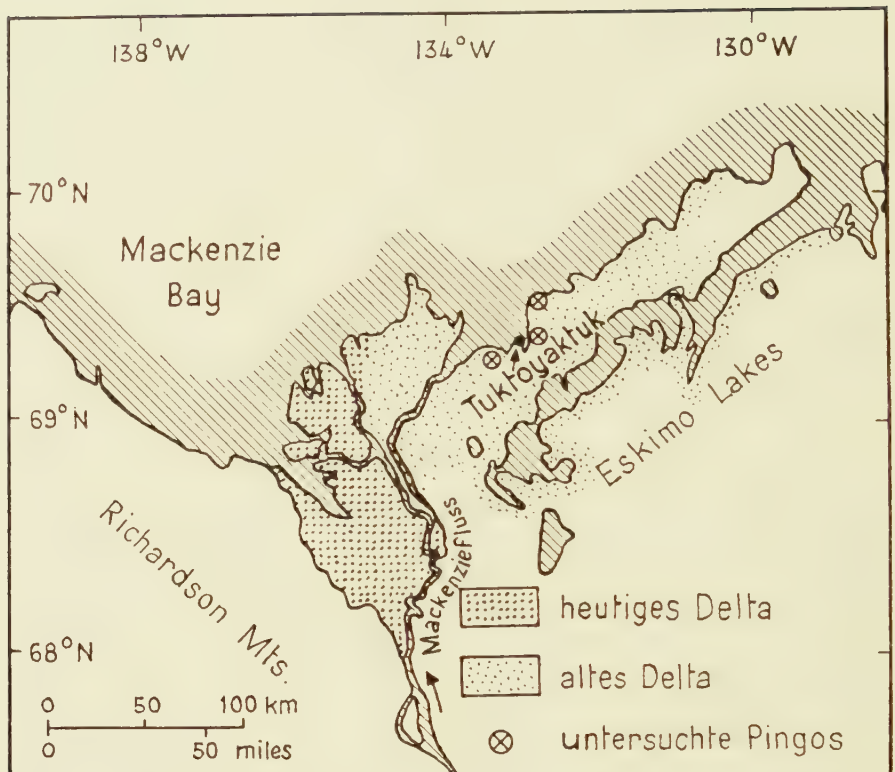


Fig. 28. Übersichtskarte über das Mündungsgebiet des Mackenzieflusses, N.W.T., Kanada (teilweise nach Mackay 1956, p. 2).

Die dortigen Silte, Sande und Schotter zeigen manchenorts eine gutentwickelte Schichtung, oft mit Kreuzschichtung. Daneben lassen sich aber eindeutige Zeugen einer ehemaligen Vergletscherung finden: Scharfkantige, zum Teil grosse erratische Blöcke; feines, grundmoränenartiges Material ohne Schichtung, und auf Richards Island die Überreste von zwei mächtigen, stark verwaschenen Eskern.

Der Charakter des Moränenmaterials sowie marine Pleistocänfossilien von Herschel Island und Kay Point (O'NEILL, 1924, p. 11 A, 30 A, 33 A) beweisen eine Meerestransgression im Pleistocän. Basierend auf Untersuchungen auf der Wollaston-Peninsula bringt WASHBURN (1950, p. 43) die Hypothese in Vorschlag, dass die Transgression gleichzeitig mit der Vergletscherung erfolgte.

Die vereinigte Wirkung von Deltaschüttung, Vergletscherung, mariner Transgression und Regression erzeugte eine leicht gewellte Landschaft mit Tausenden von Seen und Sümpfen, die zwischen sanften Hügeln liegen. Entlang der Küste, wo das Meer neue Aufschlüsse ge-

schaffen hat, kann man sehen, dass sich unter dem Oberflächenmaterial dieser Gegend mancherorts riesige, bis 15 m mächtige Eislinsen befinden.

Das Delta des heutigen Mackenzieflusses, das weiter im Westen liegt, unterscheidet sich deutlich von der soeben beschriebenen Landschaft. Die heutige Auffassung geht dahin, dass die Tuk-Halbinsel das umgestaltete Produkt einer Sukzession von alten Deltas des Mackenzieflusses ist (MACKAY 1956).

Das auffälligste Merkmal dieser älteren Deltagebiete sind die Pingos. STAGER (1956, p. 16) zählte allein in der Gegend östlich des heutigen Deltas und nördlich der Eskimo Lakes 1380 Pingos. 10 % davon sollen eine Höhe von mehr als 25 m haben. Nahezu alle diese Pingos treten in seichten Seen oder ehemaligen Seebecken auf. Nach STAGER (1956, Tabelle I) soll dies für 98 % der Mackenziepingos zutreffen. Die IsoPLETHENKarte der Pingoverteilung, die STAGER zeichnete, zeigt, dass sich die grösste Anhäufung von Pingos dicht am Südufer des östlichen Armes des heutigen Mackenzieflusses befindet; dort soll die maximale Dichte den Wert von 12 Pingos pro 10 km² erreichen. Ein anderer Gürtel grosser Dichte an Pingos läuft der Küste entlang von Kittigazuit bis Toker Point. Dort wurden bis 8 Pingos pro 10 km² gezählt. Meine Untersuchungen stammen aus dem Nordostabschnitt dieses Gürtels.

Soweit es sich aus dem Flugzeug und anhand von Luftphotographien feststellen liess, sind im neuen Delta keine Pingos zu finden; einzig auf der Westseite von Richards Island befinden sich einige wenige Exemplare. Diese wurden schon von PORSILD (1938, p. 49), STAGER (1956, p. 19) und MACKAY (1956, p. 11) beobachtet. Erst Detailuntersuchungen werden abzuklären vermögen, ob diese Pingos im neuen Delta unter andern Bedingungen entstehen als die nachfolgend beschriebenen Exemplare aus dem alten Delta weiter im Osten.

Frühere Arbeiten über Pingos im NE-Mackenzie Delta.

Der erste Hinweis auf die Pingos östlich der Mündung des Mackenzieflusses stammt von RICHARDSON (1828, p. 40—44). Später weist er nochmals auf diese Vorkommen hin (RICHARDSON 1851, p. 247, 249, 250). Einige dieser weithin sichtbaren Wegzeichen sind auf der Karte von HARRISON (1908, p. 196—197) eingezeichnet. Die Pingos dieser Gegend finden erneut kurze Erwähnung bei ANDERSON (1913, p. 438—439). In der grundlegenden Arbeit von PORSILD (1938) über die Pingos von Alaska und NW-Kanada finden die Grossformen in der Umgebung von Tuktuk verschiedentlich Erwähnung. Auf Seite 54 ist eine Photographie des »Crater Summit Pingos« wiedergegeben. Der erste Ansatz zur direkten Untersuchung der inneren Struktur der Pingos im NE-Mackenzie Delta wurde von PIHLAINEN u. a. (1956) gemacht.

B. Der »Crater Summit Pingo«.

Allgemeine Beschreibung:

Der »Crater Summit Pingo« (Tafel I) liegt im geometrischen Zentrum eines ehemaligen Sees, der eine Fläche von etwas mehr als einem Quadrat-kilometer bedeckte. Heute mäandriert noch ein Flösschen durch das flache Becken. Es entwässert das von Taimyrrpolygonen bedeckte Marschland rund um den Pingo direkt ins Meer. Der Meeresspiegel liegt nur 2—3 m tiefer als die Basis des Pingos. Bei Springfluten und Weststürmen bricht das Meer in das ehemalige Seebecken ein und lässt bei seinem Rückzug riesige Stösse Treibholz am Fusse des Pingos und entlang den umgebenden niedrigen Hügeln liegen.

Der Pingo selber steigt abrupt aus der Ebene heraus. Seine in charakteristischer Weise zerrissene Gipfelpartie überragt die umgebende Landschaft bei weitem. Die Karte »Approaches to Port Brabant« (1950) gibt für diesen Pingo eine Höhe von 136 ft. (42 m) an. Der Basisumfang beträgt rund 900 m.

Der mächtige Krater in der Gipfelpartie enthält einen kleinen See, der Ende Juni 1955 5 m auf 8 m mass und etwa 1 m tief war. Die Oberfläche dieses Sees war 11 m unter dem WSW-Gipfel des Kraterwalles.

Es scheint, dass der See während des ganzen Sommers bestehen bleibt. Es liessen sich keine Beweise dafür finden, dass der Überlaufkanal, der sich an einen Strukturriss hält, jemals von grösseren Wassermengen benutzt wurde, wie dies in Grönland so oft beobachtet wurde.

Die Ergebnisse von sieben Grabungen und Schürfungen, sowie einem 14 m tiefen Bohrloch im »Crater Summit Pingo« wurden in einen schematischen Querschnitt zusammengefasst (Fig. 29). Die Hauptelemente sind: 1) ein riesiger Eiskörper im Innern, und 2) eine rund 16 m mächtige Schicht von gefrorenen Sedimenten, die im Verlaufe des Wachstumsprozesses des Pingos zerbrachen.

Die Grabungen in den Lokalitäten 3, 4 und 5 im Innern des Kraters exponierten schon in einer Tiefe von 40—60 cm das klare, in situ beinahe schwarze Eis der Eislinse. Die dünne Auflage bestand hauptsächlich aus ungeschichtetem Sand; es handelte sich dabei offensichtlich um Material, das im Verlaufe des Aufbrechens der Gipfelpartie in den Krater abrutschte. In Lokalität 5 wurde ein 10 m langer Graben geöffnet, der der scharf ausgebildeten Trennfläche zwischen Eis und auflagerndem mineralischem Material folgte (Fig. 30).

In Lokalität 4 wurde mit der tragbaren Eisbohrereinrichtung, die auch in Grönland benutzt wurde, ein 14 m tiefes Loch in den Eiskörper gebohrt. Bis zu dieser Tiefe wurden keine mineralischen Einschlüsse im Eis gefunden. Raumgewicht und Kristallgrösse der Eisbohrkerne

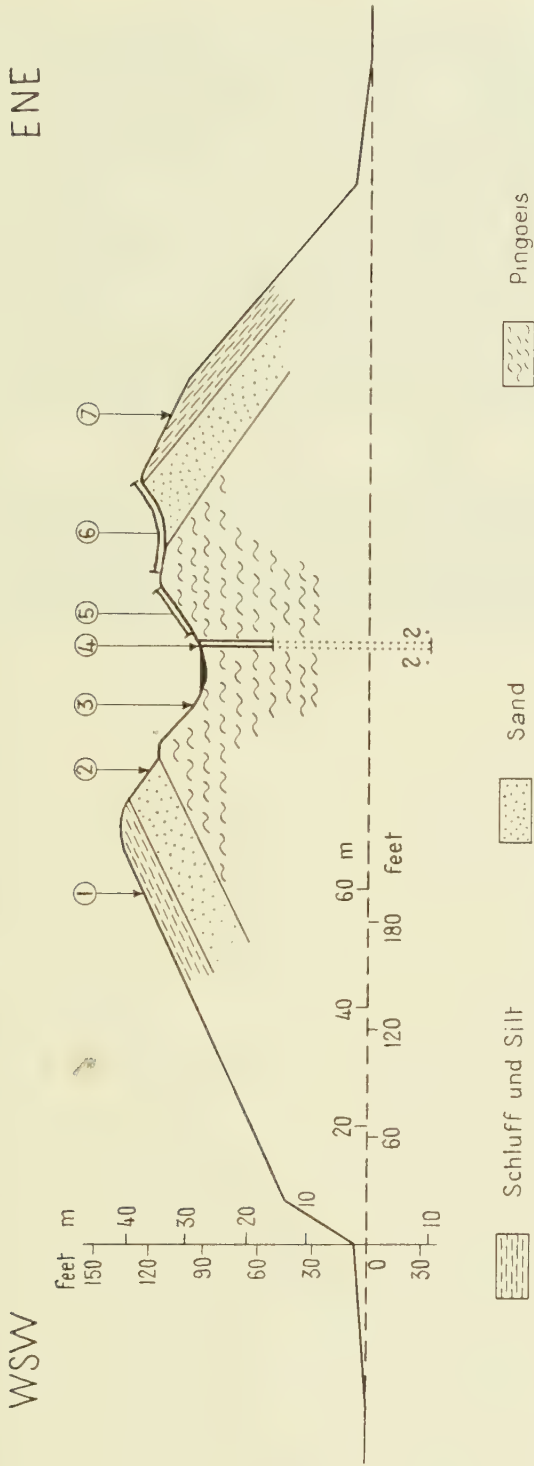


Fig. 29. Schematischer Querschnitt durch den »Crater Summit Pingo« im NE-Mackenzie Delta. Dieser Schnitt ist das Resultat der Schürfungen und Grabungen in den Lokalitäten 1 bis 7. Im Testloch 4 wurde der Eiskörper bis zu einer Tiefe von 14 m gebohrt. Die punktierte Verlängerung der Bohrung deutet die zu erwartende Mächtigkeit der Pingoeislinse an. Zwischen 3 und 4 liegt der kleine Kratersee.



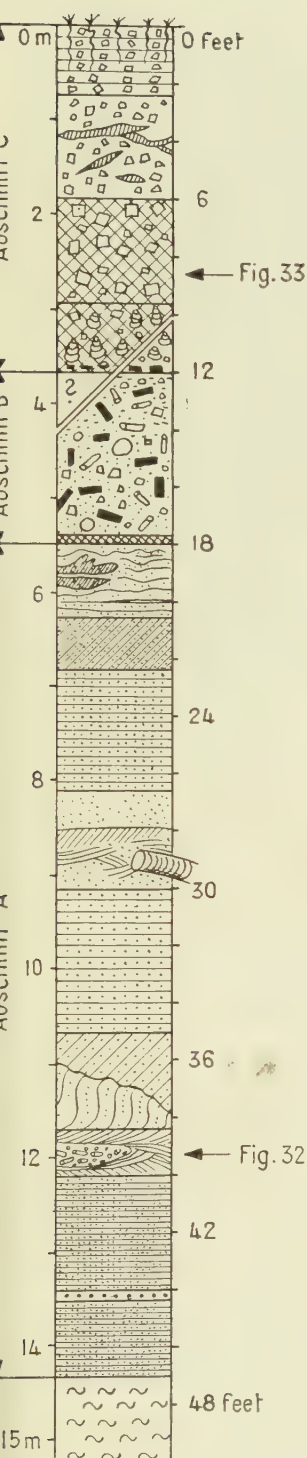
Fig. 30. Die scharfe Trennlinie zwischen ungeschichtetem, hier gefrorenem Sand (oben) und schwarzem, klarem Pingoeis (unten) aus dem »Crater Summit Pingo«. Man beachte den 2 cm weit geöffneten Kontraktionsspalt im Eis.

wurden in verschiedenen Tiefen dieser Bohrung gemessen; es konnten keine auffälligen Veränderungen festgestellt werden. Bevor ein Satz von 12 Thermoelementen in dieses Bohrloch eingefroren wurde, wurde eine Eisprobe entnommen, die am Enrico Fermi Institute for Nuclear Studies, University of Chicago, in gleicher Weise wie die Proben aus den Ostgrönlandpingos auf die Sauerstoffisotopen 18:16 und deren Verhältnis zu Deuterium untersucht wurde. Die sehr kleine Abweichung der hierbei ermittelten Verhältniszahl von denjenigen der Eisproben aus den Ostgrönlandpingos darf als Lokalkolorit des atmosphärischen Wassers des Mackenziegebietes gedeutet werden.

Die Gesamtmächtigkeit des Eiskörpers muss bedeutend mehr betragen als 14 m. Aus den bekannten Dimensionen des Pingos (Fig. 29) kann durch Zurückklappen der auflagernden Sedimente in deren ursprüngliche Position abgeschätzt werden, dass die Basis des Eiskörpers 10—14 m unter dem Spiegel des ehemaligen Sees liegen muss.

Die dem Eiskörper des »Crater Summit Pingos« auflagernden Sedimente:

Um ein stratigraphisches Profil der auflagernden Sedimente (Fig. 31) konstruieren zu können, wurde in Lokalität 6 ein ca. 1 m tiefer und 20 m langer Graben ausgehoben. Die höher gelegenen Partien des Profils fehlten auf der Ostseite infolge Abtragung. Daher wurde auf der West-



grauer, siltiger Schluff (44% Schluff, 42% Silt, 14% Sand). Ende Mai 1955 bis in 60 cm Tiefe ungefroren; rote Zwischenschichten; viel organisches Material (Wurzeln und Zweige von Weiden).

blauer, schluffiger Silt (38% Schluff, 48% Silt, 14% Sand); hoher Eisgehalt (Feuchtigkeitsgehalt 96%); Eislinsen bis 8 cm dick und 90 cm lang; vereinzelte Stückchen von Treibholz.

blauer, sandiger Silt (21% Schluff, 42% Silt, 37% Sand); Klümpchen von organischem Material in einer Matrix von reinem Eis (Feuchtigkeitsgehalt 110%); verschiedenartiges organisches Material.

blauer schluffiger Silt (31% Schluff, 41% Silt, 28% Sand); Feuchtigkeitsgehalt 62%; das Eis umschließt Klümpchen von mineralischem Material sowie zahlreiche Schalen von lakustren Schnecken und andern Mollusken.

graue Mischung von Schluff, Silt, Sand, größeren Komponenten und segregiertem Eis; neben runden Flussgeröllen findet man auch scharfkantige, geschliffene und geschrammte Gesteine; sehr viel organisches Material, zur Hauptsache Treibholz; besonderes Merkmal dieser Zone: keinerlei Schichtung.

10–15 cm dicke Lage von nahezu rein organischem Material.

brauner Sand, dessen stark gestörte Schichtung Kryoturbation vermuten lässt; Eis ist nur als Füllung in den Poren des Sandes vorhanden; kein organisches Material.

Deltaschichtung in reinem Sand.

sauberer Sand mit sehr guter Schichtung; sehr wenig Eis (Feuchtigkeitsgehalt 19%).

Sand, zum Teil sandiger Schotter mit prächtiger Kreuzschichtung; Treibholzstrunk von 14 cm Durchmesser, Alter desselben: 28.000 ± 2000 Jahre.

reiner Sand mit ausgezeichneter Schichtung und roten Zwischenschichten.

komplizierte Störung in Sand mit Deltaschichtung (wahrscheinlich Sackung vor der Permafrostwerdung).

kleine Treibholzstücke eingeschlossen in Sand und Schotter mit Kreuzschichtung.

feinkörniger Sand mit guter Schichtung; keine Eissegregation.

grobkörnige Zwischenschicht.

gutgeschichteter Feinsand.

Pingoeis.

Fig. 31. Stratigraphisches Profil durch die Sedimentdecke, die dem Eiskörper des »Crater Summit Pingos« aufliegt.

seite, in Lokalität 1, ein 4 m tiefer Schacht in das permanent gefrorene Auflagematerial gegraben. Die Ueberlappung der Abschnitte B und C ist nicht sehr gross, der Fehler in der Berechnung der Gesamtmächtigkeit dürfte aber kaum mehr als $\frac{1}{2}$ m betragen.

Der Abschnitt A des stratigraphischen Profils, der rund 9 m mächtig ist, besteht ausschliesslich aus ausgewaschenen Sanden; die Hauptcharakteristika dieses Sandkomplexes sind 1) die prächtig ausgebildete Schichtung, einschliesslich Kreuzschichtung (Fig. 32) und Deltaschüttung und 2) die Steilstellung dieser ursprünglich horizontalen Schichten um $30\text{--}50^\circ$.

Die völlig ungestörte Schichtung dieses Sandkomplexes beweist, dass die Auflage in schon gefrorenem Boden und als Ganzes aufgewölbt wurde. In den Aufschlüssen der Kraterwände wurde an zwei Stellen der Lokalität 6 Treibholz gefunden. In einer Profiltiefe von 9 m war ein Baumstrunk von rund 14 cm Durchmesser in die dortigen Sandschichten eingefroren. Das Alter einer Probe dieses Materials wurde von Dr. OESCHGER, C₁₄-Laboratorium des Physikalischen Institutes der Universität Bern, auf 28.000 ± 2.000 Jahre festgelegt. Drei Meter tiefer im Profil befand sich jener Keil von Treibholz, der in Fig. 32 abgebildet ist. Abschnitt A schliesst nach oben mit einer ca. 1 m mächtigen Lage von stark deformierten Schichten mit vielen Kryoturbationsformen ab.

Die Abschnitte B und C des Gesamtprofils, also die höher gelegenen 6 m des Profils, bestehen vorwiegend aus Silt und Schluff. Der Mittelwert von 5 Korngrössenbestimmungen ergab, dass 75 Gewichtsprozent aller Körner einen Durchmesser von weniger als 0,06 mm aufweisen. Die Ablagerungen der Abschnitte B und C sind bedeutend weniger deutlich geschichtet als im Abschnitt A.

Abschnitt B (nicht aber A und C) zeigt mehrere Merkmale, die üblicherweise auf Vergletscherung hinweisen:

1) scharfkantiges Geschiebe von Karbonatcharakter mit einer mittleren Grösse von 5—10 cm;

2) einige wenige, aber mächtige Blöcke kristallinen Erratikums, einer davon mit einem Durchmesser von $\frac{1}{2}$ m, einer polierten und deutlich geschrammten Oberfläche;

3) keine Anzeichen einer Schichtung in der Matrix, die aus einem sandigen Silt mit relativ hohem Schluffanteil besteht (35 % Sand, 35 % Silt und 30 % Schluff).

Die überraschendste Beobachtung aber war, dass diese Zeugen einer ehemaligen Vergletscherung mit organischem Material vermischt auftraten. Insbesondere liessen sich mehrere Linsen und Nester von Holzfragmenten feststellen. Die untersten 10—15 cm dieses Abschnittes bestanden vollständig aus organischem Material, zur Hauptsache aus winzigen Überresten von Pflanzen.

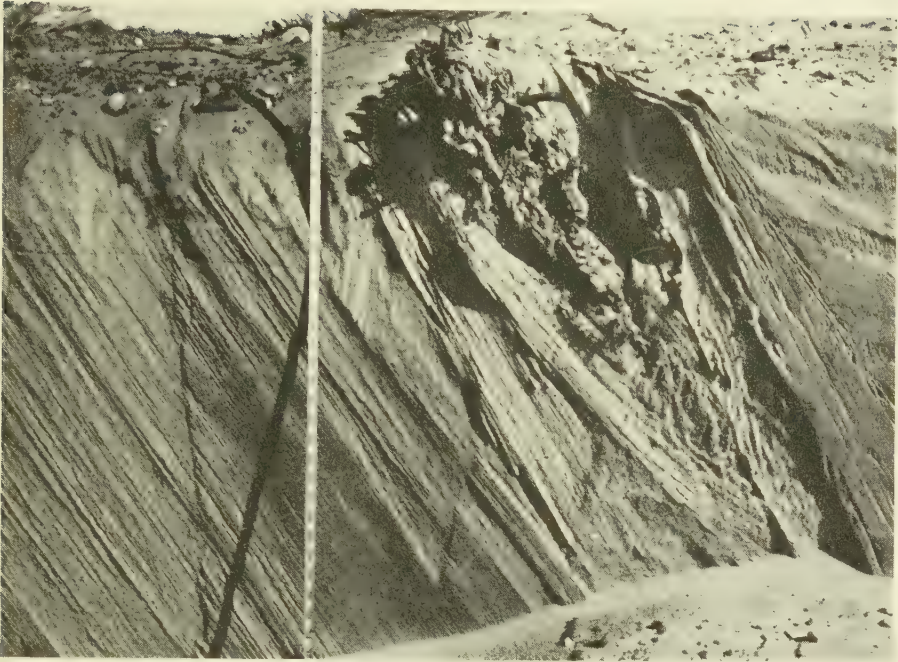


Fig. 32. Nordwand des Grabens der Lokalität 6, »Crater Summit Pingo«. Man erkennt 1. einen Keil mit Überresten von Treibholz und 2. Kreuzschichtung in einem Verband, der ursprünglich horizontal lag, jetzt aber in der Gipfelpartie des Pingos unter einem Winkel von 50° ansteht. (Masstab in Inches; Grabenhöhe ca. 70 cm).

Abschnitt C, dh. die obersten 4 m des stratigraphischen Profils waren durch einen hohen Gehalt an reinem Eis charakterisiert. In regelmässigen Abständen von 50 cm wurde der Feuchtigkeitsgehalt bestimmt. Er wurde auf der Gewichtsbasis aus dem Verhältnis von Eis, resp. äquivalenter Wassermenge zu trockenem, mineralischem Anteil errechnet und in Prozenten ausgedrückt. Der mittlere Feuchtigkeitsgehalt des Abschnittes C beträgt nahezu 100 %. Fig. 33 zeigt die typische Musterung dieser Eis-Silt-Separation: Das segregierte Eis umgibt die zu Klumpen geballten Teile des gefrorenen Feinmaterials. Der Durchmesser der Siltklümpchen variiert von einigen mm bis zu mehreren cm. Wegen der grossen praktischen Bedeutung der Beziehung zwischen der Korngrösse des mineralischen Materials und der Grösse des Eisanteils, resp. Feuchtigkeitsgehaltes eines Permafrostbodens wurden die diesbezüglichen Testresultate in die Anschrift der Fig. 31 aufgenommen. Die charakteristische Volumenvergrösserung des Abschnittes C durch exzessive Frosthebung beweist, dass im Zeitpunkt, als dieses Material permanent gefror, genügend Wasser zur Verfügung stand.

Die auffallend roten Zwischenschichten in den obersten Partien des Abschnittes C, die schon PORSILD (1938, p. 54) auffielen, sind das Er-

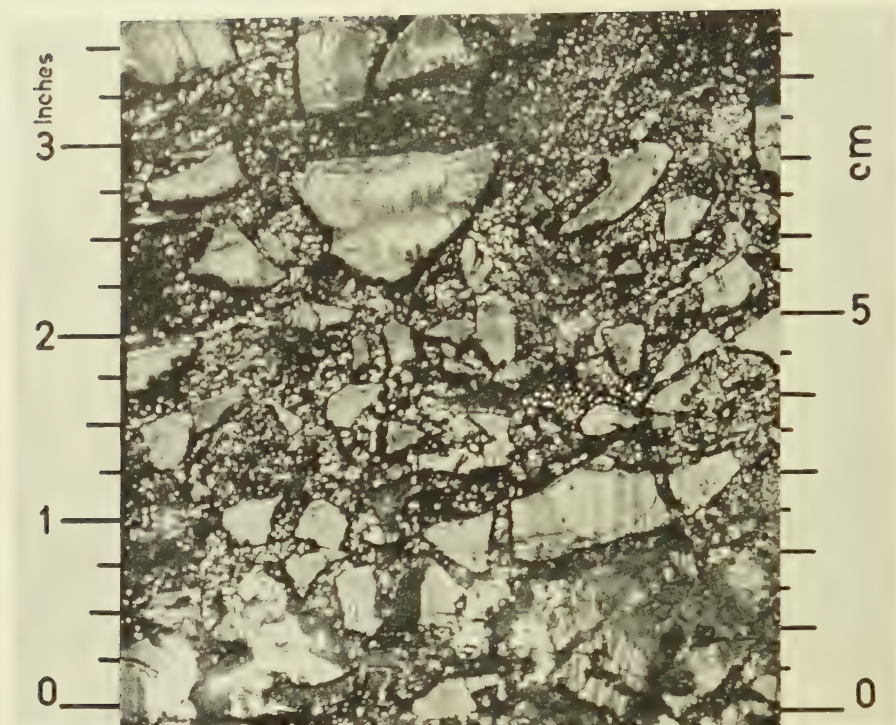


Fig. 33. Gefrorene Siltklümpchen (hell) in einer Matrix von reinem Eis (dunkel) in einer Profiltiefe von 3 m. Ausschnitt aus Abschnitt C des stratigraphischen Profils der auflagernden Sedimente; »Crater Summit Pingo«.

gebnis eines sehr hohen Eisenhydroxydgehaltes. Die aussergewöhnlich blaue Farbe des darunter liegenden Siltmaterials ist durch Phosphor bedingt. (Die geochemische Analyse dieser Proben verdanke ich Prof. KRANCK, McGill University, Montreal). Abschnitt C weist sehr viele organische Einschlüsse auf. Etwa 60 cm unter der Oberfläche befindet sich eine erste Schicht von kleinen Treibholzstücken; die Schalen von Schnecken und anderen Mollusken sind besonders in rund 3 m Tiefe sehr dicht gesät.

PORSILD, der die Auflagerungsverhältnisse eines grossen Pingos in der Nähe des unteren Ostarmes des Mackenzieflusses kurz untersuchte, fand im Prinzip dieselben Serien (PORSILD 1938, p. 51). Er unterschied eine obere Zone, die Schluff-Silt-Charakter hatte, von einer unbestimmt dicken Schicht von Sand und »bolder clay«. Eine ähnliche Beschreibung von Auflagematerial bei einem Pingo der Wollaston-Peninsula, Banks Island, N.W.T., liegt von WASHBURN (1950, p. 43 und Pl. 13, Fig. 2) vor. Es soll sich dort um einen oberen Komplex von geschichtetem Feinmaterial mit relativ wenigen Steinen und eine untere Serie aus »silty till« handeln.

Interpretation des stratigraphischen Profils:

Das Profil ist weit komplexer als vorauszusehen war. Die rund 15 m mächtige Sedimentbedeckung des »Crater Summit Pingos« setzt sich aus drei Abschnitten ganz verschiedenen Charakters zusammen. Nur das Material des Abschnittes C, d. h. die obersten 4 m des Profils, verdanken ihre Entstehung eindeutig einem langsamen Verlandungs- und Einfüllprozess.

Der Abschnitt B hingegen scheint das Ergebnis einer Vergletscherung zu sein, die möglicherweise stattfand, als diese Gegend unter Meeresspiegel lag. Dies könnte die eigenartige Vermischung von Gletschermaterial mit organischen Ablagerungen erklären. Das Vorhandensein von Treibholzüberresten in 9,5 m, resp. 12,5 m Tiefe des stratigraphischen Profils beweist eine Meerestrausgression, denn ein Zurückklappen der im Pingoprozess hochgewölbten Sedimente in ihre ursprüngliche Lage würde das Treibholz rund 10—13 m unter den Meeresspiegel verlegen. Es hält schwer und wäre verfrüht, aus diesen wenigen Einzelbeobachtungen schon Aussagen über das Ausmass der Transgression oder gar den Modus der Vergletscherung des Mackenzie Deltas machen zu wollen.

Der unmittelbar dem Eis aufliegende Sandkomplex darf auf Grund der Tatsache, dass das Alter des dortigen Baumstrunkes auf rund 28.000 Jahre zu veranschlagen ist, als eine interstadiale, wahrscheinlicher sogar als eine interglaziale Ablagerung gedeutet werden. Auf diesem Resultat basierend, dürfen die Kryoturbationsformen am Übergang von Abschnitt A zu Abschnitt B als Periglazialphaenomene auf einer alten Landoberfläche ausgelegt werden.

Die Interpretation dieses stratigraphischen Profils zusammenfassend, dürfen wir sagen, dass die Auffassung von PORSILD (1938, p. 56), wonach die Sedimentschichten, die dem Pingo-Eiskörper aufliegen, Einfüllmaterial in einen See seien, nur teilweise zutrifft. Die Tatsache, dass sich durch Habitus und Altersbestimmung ausgewiesenes altes Deltamaterial und glaziale Ablagerungen am Aufbau dieser Sedimenthülle beteiligen, ist von Wichtigkeit für die Interpretation der Mackenziepingos, indem dadurch belegt wird, dass es sich um ein Gebilde handelt, das wohl mit der Verlandung der Seen in Beziehung steht, seine Wurzel aber tief unter dem ehemaligen Seeboden hat.

C. Der »Sitiyok Pingo«.*Beschreibung:*

Dieser kleine Pingo von klassischer Form liegt 4 km NNE von Tuktuk, etwa 300 m vom Ufer der Mackenzie Bay entfernt. Er erhebt sich knapp 10 m über die Oberfläche des ihn umgebenden, nahezu kreis-

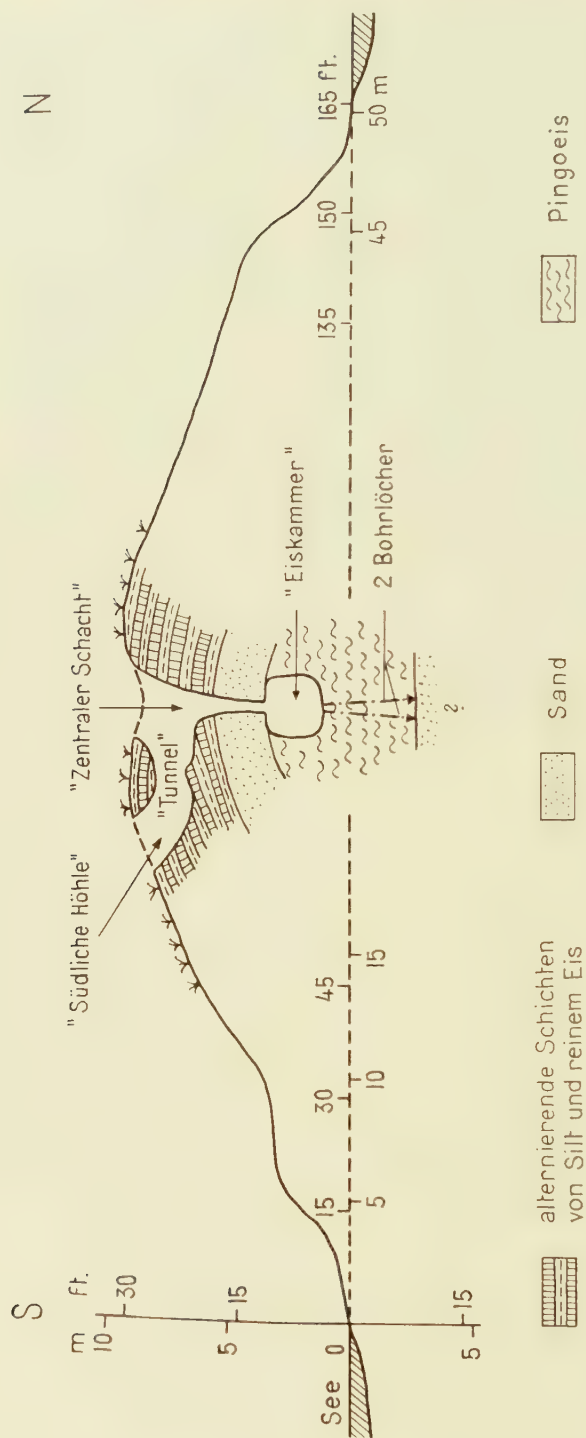


Fig. 34. Schematischer Querschnitt durch den »Siliyok Pingoo«, mit Einzeichnung der Grabungen und Bohrungen und Angabe der wahrscheinlichsten Unterlage dieses Pingoeiskörpers.

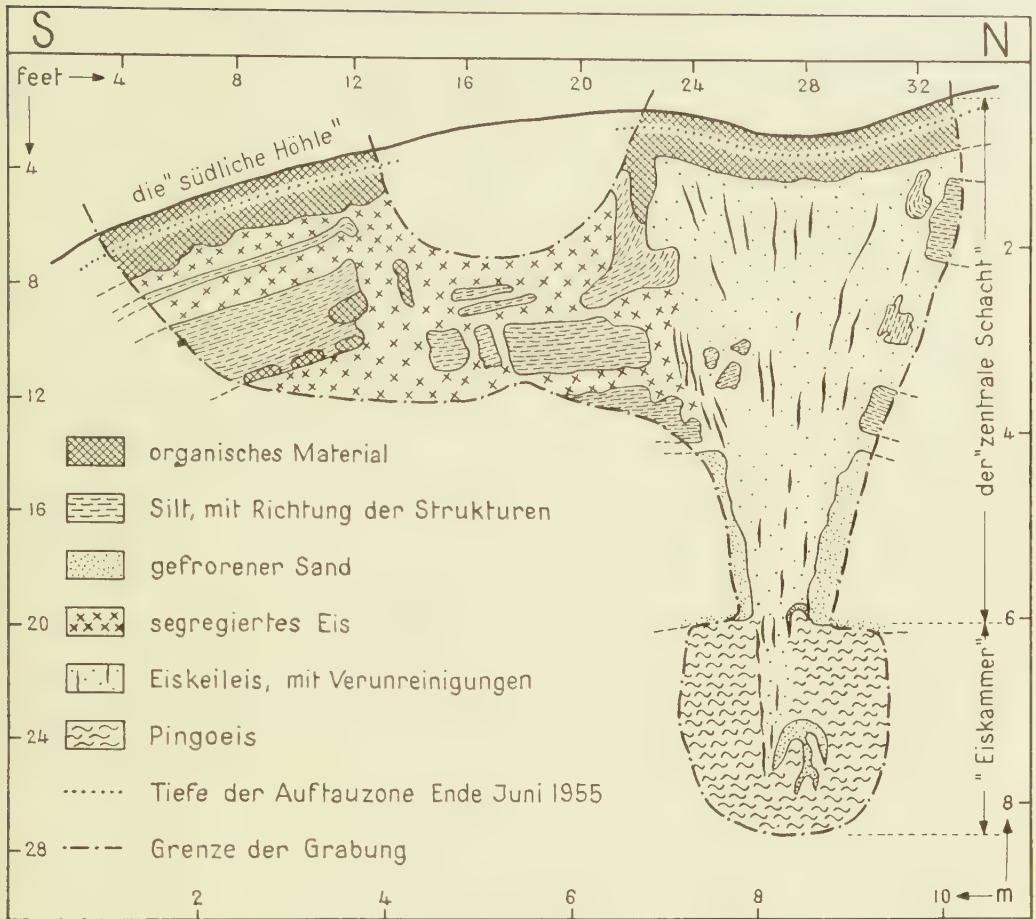


Fig. 35. Schnitt durch den Permafrost im Bereiche der Grabungen im »Sityok Pingo«. (Masstäbliche Darstellung der Details, Ergänzung zu Fig. 34).

runden Sees. Sein Basisumfang beträgt 210 m. Das Becken, das diesem Pingo tributär ist und von welchem heute noch approximativ ein Drittel von einem See eingenommen wird, umfasst nur etwa einen Achtel der Fläche des Beckens, in dem der »Crater Summit Pingo« steht. Das den See umrahmende Marschland, der Boden des flachen Sees und auch der Pingo selbst sind von einem System von Gräben durchzogen, die in bezug auf den Pingo konzentrisch und z. T. radial verlaufen. Dadurch entsteht ein Netz von nahezu rechtwinkligen Feldern. Diese Gräben sind oft bis zu 3 m weit und 1,5 m tief.

Es wurden etwa 500 Arbeitsstunden benötigt, um die Grabungen auszuführen, die in Fig. 34 und 35 dargestellt sind.

Am Südabhang des Pingos wurde ein Schacht von 2 m auf 3 m und 2 m Tiefe gegraben, die »Südliche Höhle«. Von dieser wurde ein Tunnel von

4 m Länge in nördlicher Richtung vorgetrieben. Dieser stellte die Verbindung her zum »Zentralen Schacht«, der von der höchsten Stelle des Pingos gegen dessen Zentrum abgesenkt wurde. Dieser »Zentrale Schacht« war an der Oberfläche zumindest 3 m weit, wurde dann aber in 3,5 m Tiefe auf 60 cm verengt und weitete sich erst in 5,5 m Tiefe wieder aus, als der eigentliche Pingoeiskörper erreicht wurde. In dieser Tiefe wurde eine »Eiskammer« von rund $3 \times 2 \times 2$ m ausgegraben.

Um weiteren Aufschluss über die Abmessungen, die Form und den Charakter des Eiskörpers in diesem Pingo zu erhalten, wurden vom Boden der »Eiskammer« aus zwei Bohrungen, die je um 3° von der Senkrechten abwichen, vorgetrieben. 4 m, resp. $4\frac{1}{2}$ m unter dem Boden der Eiskammer wurde gefrorener Sand erreicht. Vorausgesetzt dass es sich dabei um die Sedimentunterlage handelte, ist die Gesamtmächtigkeit dieses Pingoeiskörpers rund $6\frac{1}{2}$ m, wobei die Basis desselben 3 m unter dem Spiegel des heutigen Sees liegen würde. Es zeigte sich, dass die Ablagerungen unter dem Eiskörper mit denjenigen unmittelbar darüber identisch sind.

Im Verlaufe der Grabungen in der »Eiskammer« wurde ein eigenartig geformter Einschluss von Sand beobachtet (siehe Fig. 35 unten). Das medusenförmige Gebilde war nach allen Seiten von reinem Eis umgeben. Dieses aus mehreren, ca. 3 cm dicken Sandschichten bestehende Gebilde erweckte den Eindruck, es sei durch Druck von unten hochgepresst worden. 2,4 m tiefer im Eiskörper zeigten die Bohrkerne abermals solche Sandlamellen.

Das stratigraphische Profil der auflagernden Sedimente des »Sitiyok Pingos« zeigt grosse Ähnlichkeit mit demjenigen des »Crater Summit Pingos«. Unmittelbar über dem Pingoeis liegt, scharf von diesem getrennt, ein 2 m mächtiger Komplex von gefrorenem Sand mit einigen gerundeten Geröllen in den unteren Partien. Die Korngrössenanalyse dieses Materials ergab folgende Zusammensetzung: 5 % Schluff und Silt, 92 % Sand, 3 % Schotter. In diesem Abschnitt der Auflagerung nimmt das Eis kaum mehr als das Porenvolumen ein. Der Feuchtigkeitsgehalt betrug 32 % und weniger.

Der obere, 4 m mächtige Komplex besteht aus Silt (Korngrösse: 20 % Schluff, 64 % Silt und 16 % Sand), der durch einen sehr hohen Feuchtigkeitsgehalt charakterisiert ist. Die gefrorenen Sedimente dieses Abschnittes sind nicht mehr als durchgehende Schichten vorhanden, sondern in Blöcke und Fragmente zerbrochen, die nur noch teilweise miteinander in Berührung stehen und daher oft vollständig von reinem Eis umgeben sind.

Aus der Tatsache, dass anderseits einige Eislinsen vollständig von Sedimenten umschlossen waren, lässt sich schliessen, dass das Eis dieses Abschnittes nicht auf eine späte Injektion von Wasser im Zusammen-

hang mit der Pingobildung zurückgeht, sondern durch Segregation direkt aus dem mit Wasser übersättigten Silt entstand.

Charakteristisch für diese Siltzone ist ferner der sehr hohe Gehalt an organischem Material. Es handelt sich hauptsächlich um Schalen von verschiedenen Schneckenarten und andern Mollusken sowie um Überreste von Pflanzen. Dieses organische Material tritt nicht nur in einer dicken Schicht an der Oberfläche auf, sondern auch in tiefgreifenden Taschen und Linsen. Die von Frau Dr. LUBINSKI, Montreal, ausgeführten vorläufigen Untersuchungen dieses Materials deuten an, dass zur Zeit der Ablagerung dieser Pflanzen- und Tierreste das Klima dieser Gegend wärmer war als heute.

Das Eis dieses Abschnittes ist bemerkenswert weiss, was auf die zahlreichen, parallel verlaufenden Luftschläuche zurückgeht, die oftmals bis 10 cm lang sind. Nach SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 107) spricht dieser Befund für rasches Wachsen der Kristalle. Die Richtung dieser Luftschläuche verläuft in der Winkelhalbierenden zwischen dem Lot und der Senkrechten zur Aussenabdachung des Pingos. Dieser eigenartige Winkel sowie Habitus und Grösse der Luftblasen geben uns möglicherweise einen Hinweis auf den Modus und die Geschwindigkeit der Entstehung der Pingos.

Ein diagonaler Spalt, der über den höchsten Punkt des »Sitiyok Pingos« verläuft, enthält einen mächtigen Eiskeil, der oberflächlich mit 60 cm Humus bedeckt ist. Der »Zentrale Schacht« (Fig. 34 und 35) verläuft fast vollständig in diesem Eiskeil. Die grösste Breite des Eiskeiles beträgt 3 m. Die Keilspitze dringt zumindest 1,2 m in das Pingoeis ein. Das Eis dieses Keiles unterscheidet sich deutlich einerseits vom Pingoeis, anderseits von jenem Eis, das aus den Sedimenten der »südlichen Höhle« segregierte. Es ist sowohl in der Auf- wie auch in der Durchsicht milchig weiss und besteht aus minutiös kleinen Kristallen (vergleiche Tabelle II und Fig. 37). »Rubbings« aus dem oberen Teil des Eiskeiles zeigen, dass 64 % der dortigen Kristalle einen mittleren Durchmesser von 0,25 cm und kleiner aufweisen; in den unteren Partien des Keiles beträgt der Anteil dieser kleinen Kristalle sogar 94 %.

Serien von leicht verschmutzten Streifen, die subparallel zu den Keilwänden verlaufen, geben dem Querprofil durch den Eiskeil eine Fächerstruktur (Fig. 35), wie sie schon von Black (1954, p. 844) für Eiskeile in Alaska beschrieben wurde. Diese Risse enthalten gelegentlich guterhaltene Überreste von Pflanzen, speziell Blätter, die der heutigen Vegetationsdecke des Pingos angehören.

Interpretation des Querschnittes durch den »Sitiyok Pingo«.

Die untere Partie der dem eigentlichen Pingoeis auflagernden Sedimente des »Sitiyok Pingos« zeigt grosse Übereinstimmung mit Abschnitt



Fig. 36 a.

Fig. 36 a und b. Zwei Ausschnitte aus dem mächtigen Bogen der stark verfalteten Sand-
gang zum Eiskeller bei Toker Point. Man beachte die Zone des weissen, kataklastischen Eis-



Fig. 36 b.

der Kontaktzone zwischen der Sedimentauflage (aussen) und dem Eiskörper (innen) am Ein-
Innenseite der verfalteten Sandbänder. (Messband mit Inch-Einteilung; Bleistift = 15 cm).

A des stratigraphischen Profils des »Crater Summit Pingos«. Hingegen fehlen die glazialen Ablagerungen im »Sitiyok Pingo« vollständig. Die obersten 4 m des Profils sind als Seeablagerungen zu deuten.

Der mächtige Eiskeil, der quer über den »Sitiyok Pingo« zieht, hat mit der Pingobildung keinen kausalen Zusammenhang.

D. Der Eiskeller bei Toker Point.

In der Nähe von Toker Point, ca. 24 km nördlich von Tuktuk, grub ein Eskimojäger in einem pingoartigen Hügel einen Eiskeller. Im Zugang zu diesem Keller wechseln Eis- und Sandschichten von 5—20 cm Mächtigkeit regelmässig ab. Der Sand besitzt eine Beigabe von 15 % Schluff und Silt und 5 % Schotter. Diese Schichten fallen mit einem Winkel von 43—50° gegen Westen ein.

Im Innern des Hügels wurden drei Kammern ausgehoben. Diese befinden sich in reinem Eis. Die Kristallgrösse dieses Eises ist deutlich kleiner als in den bisher untersuchten Eiskörpern von Pingos. Der mittlere Durchmesser von 94 Kristallen betrug nur 1,3 cm.

Am Übergang der Sand-Eis-Schichten zu reinem Eis ist eine Reihe von stark verkrümmten und verfäلتelten Sandschichten zu beobachten (Fig. 36 a und b). Diese sehr auffällige Erscheinung geht offensichtlich auf eine relative Bewegung zwischen Eiskörper und Auflagerung zurück. Auch die 20—50 cm mächtige Zone von stark zerbrochenem, daher weissem Eis am Aussenrand des Eiskörpers muss als Auswirkung einer solchen differentiellen Bewegung ausgelegt werden.

Da es nicht möglich war, in diesem System von Falten eine ausgezeichnete Schubrichtung festzustellen, hält es schwer, dieses Phaenomen eindeutig zu erklären. Möglicherweise spielten neben der primären Verfaltung bei der Entstehung des Eiskörpers auch spätere Expansions- und Kontraktionsbewegungen in der Randzone desselben eine grosse Rolle. Dass tatsächlich in der Randzone solche Wechselbewegungen vorkommen, die auf die jahreszeitlichen Temperaturänderungen zurückgehen, konnte im »Crater Summit Pingo« beobachtet werden. In Fig. 30 ist ein solcher Kontraktionsspalt abgebildet. Er ist zumindest 2 m tief und war am 20. Mai etwa 3 cm weit; am 1. Juli war er nur noch halb offen.

E. Zusammenstellung und Diskussion einiger Eigenschaften der Pingo-Eiskörper.

1. Kristallgrösse und Dichtebestimmungen.

Auch unter den Frühjahrswetterverhältnissen des Mackenzie Deltas erwies sich die »rubbing-method« von SELIGMAN (1949, p. 256) zur Bestimmung der Kristallgrösse als sehr erfolgreich. Es wurden rund 5000

Tabelle II.

Granulometrische Werte sowie Dichte für typische Beispiele von Pingoeis aus Ostgrönland und Mackenzie Delta, Kanada, mit entsprechenden Zahlen von andern Bodeneisarten dieses Permafrostgebietes (Dichtebestimmung nach WARD 1952 a, p. 120).

Fundort	Charakter des Eises	Anzahl unter-suchter Kri-stalle	gröss-ter	klein-ster	Mitt-lerer Durch-messer in cm	Mitt-lere Dichte	
			Kristall in cm ²				
Ostgrönland	»Forellenseepingo«	Pingoeis	136	71,5	0,03	2,3	0,90
	»Kraterseepingo«	Pingoeis	203	25,5	0,02	1,6	0,90
	»Quellpingo«	Pingoeis?	619	15	0,04	1,2	0,89
	»Gletscherpingo«	Pingoeis	87	16,5	0,03	1,6	0,93
	»Gletscherpingo«	Aufeis	811	0,18	<0,01	0,18	0,88
Mackenzie Delta, Kanada	»Crater Summit Pingo«	Pingoeis	507	79,5	0,12	1,5	0,90
	»Sitiyok Pingo«	Pingoeis	42	35,5	0,12	2,7	0,90
	Toker Point	Pingoeis?	94	7,0	0,04	1,3	0,89
	Toker Point	Kataklastisches Eis in Randzone	275	1,9	0,02	0,6	—
	»Sitiyok Pingo«	Eiskeil, oben	644	0,2	<0,01	0,3	0,88
	»Sitiyok Pingo«	Eiskeil, unten	3795	0,1	⟨⟨0,01	0,1	0,88
	Strand bei Tuktuk	Eiskeileis	682	0,3	⟨⟨0,01	0,2	0,88

Eiskristallflächen durch Vergleich mit Standardkreisen mit logarithmisch abnehmenden Durchmessern ermittelt. Es wurde sowohl Pingoeis, als auch andere Typen von Permafrosteis, wie z. B. Eiskeileis von einem Aufschluss am Ufer des Meeres, untersucht. In Tabelle II sind einige typische Ergebnisse aus dem Mackenzie Delta angeführt und einer Auswahl von Messresultaten aus Ostgrönland gegenübergestellt.

Um auch die prozentuale Verteilung der Kristalle auf einige Standardgrössen für verschiedene Bodeneisarten vergleichen zu können, wurden die granulometrischen Kurven für einige Eistypen des Mackenzie Deltas gezeichnet (Fig. 37).

Der mittlere Kristalldurchmesser für Pingoeis im Mackenzie Delta variiert zwischen 1,5 cm und 2,7 cm. Die Werte, die sich aus den Messungen an den Eiskristallen der Ostgrönlandpingos ergeben, liegen innerhalb dieser Grenzen.

Der Durchmesser aller bisher ausgemessener Pingoeiskristalle ist im Mittelwert ein wenig grösser, als der von AHLMAN und DROESSLER (1949, p. 271 und 272) gefundene Mittelwert für den nahezu stagnierenden Eisrand des Storglaciären in Schwedisch Lappland (1,7 cm). Anderseits scheint der mittlere Durchmesser der Pingoeiskristalle etwas kleiner zu sein als derjenige des vollständig stagnierenden Eises in einer Höhle am

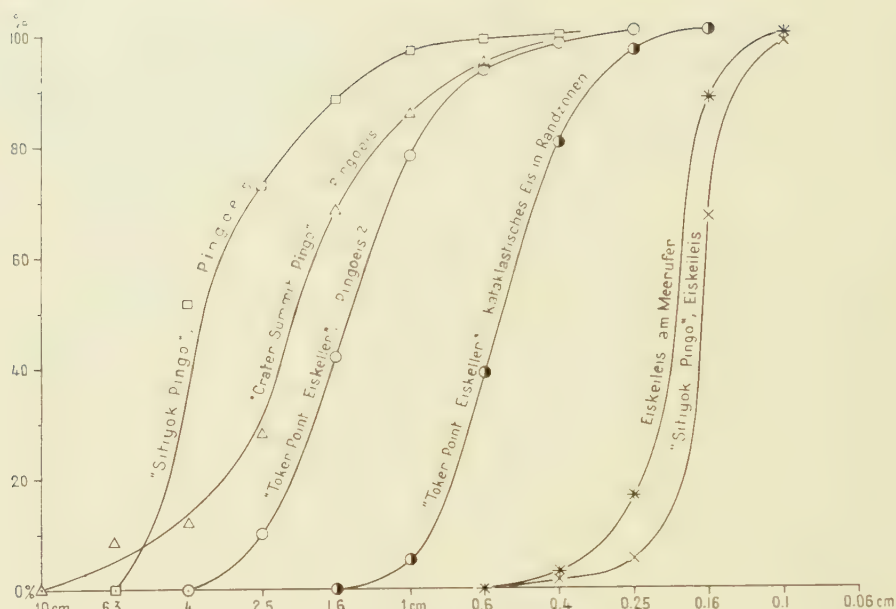


Fig. 37. Granulometrische Kurven für verschiedene Bodeneisarten des Mackenzie Deltas. Die Abszisse gibt die Kristalldurchmesser wieder; auf der Ordinate wurden die kumulativen Kristallflächen in Prozenten der Gesamtfläche aufgetragen.

Rande des Isfallsglaciären. Der Vergleich mit den Resultaten von Messungen am Rande des Inlandeises in Westgrönland (BOYÉ und CAILLEUX 1954) zeigt, dass kristallographisch gesehen grosse Ähnlichkeit besteht zwischen Pingoeis und sich langsam bewegendem polarem Eis.

Um das feinkristallige Eis, das den zentralen Keil im »Sitiyok Pingo« aufbaute, interpretieren zu können, wurden »rubblings« von andern Bodeneisarten aufgenommen. Das Eis eines Eiskeiles, der durch Meereserosion aufgeschlossen war, zeigte die weitaus beste Übereinstimmung (vergleiche Fig. 37), wodurch der Eiskeilcharakter des mächtigen Keiles von weissem Eis im »Sitiyok Pingo« als belegt gelten darf. Das Eiskeileis unterscheidet sich sehr deutlich vom Pingoeis. Dieser Unterschied wird durch einen Vergleich der entsprechenden Dichtewerte noch unterstrichen (Tabelle II).

Die grössten Kristalle in dem von uns untersuchten Pingoeis hatten eine Fläche von 79,5 cm² und 71,5 cm² (Tabelle II). SELIGMAN (1949, p. 260) fand Kristalle von ähnlich grossen Abmessungen in alpinem Toteis. AHLMANN und DROESSLER (1949, p. 274) weisen darauf hin, dass in dem von ihnen untersuchten Toteis in Nordschweden neben zahlreichen grossen Kristallen eigentliche Bänder von winzigen Eiskörnern (< 1 mm²) zu beobachten waren. Das Pingoeis zeigt keine solchen Anhäufungen von kleinen Kristallen. Es fällt allgemein auf, dass die

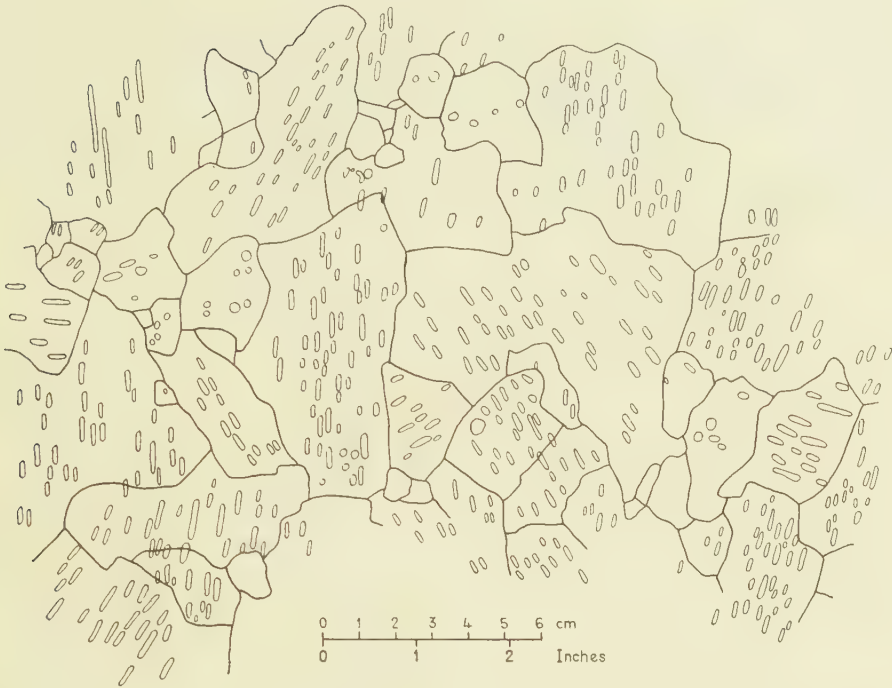


Fig. 38. Pause eines Kontaktabzuges vom Eis des »Crater Summit Pingos«. Horizontalschnitt 30 cm unter der Oberfläche des Pingoeiskörpers; Lokalität 4 der Fig. 29. Grosse, zumeist einfache Kristalle; Luftblasen innerhalb der einzelnen Kristalle parallel, von Kristall zu Kristall aber grosse Richtungsunterschiede. Man beachte auch, dass vereinzelt »Durchläuferluftblasen« auftreten, z. B. links unten.

extremen Grössen eher selten sind, daher die Steilheit der granulometrischen Kurven des Pingoeises.

In bezug auf die *Kristallform* zeigt das Pingoeis ebenfalls gewisse Eigenarten. Die kompakten, gerundeten, nur wenig verzahnten Formen herrschen eindeutig vor (Fig. 38). Der Formunterschied zu aktivem »interlocking« Gletschereis ist sehr gross. Eckige Formen sind im Pingoeis eher noch seltener als in dem von AHLMANN und DROESSLER (1949, p. 273) sowie von SELIGMAN (1949, p. 261) beschriebenen Toteis.

In nahezu allen Pingoeisproben wurden *Luftblasen* festgestellt. Es lässt sich sehr oft beobachten, dass die Luftblasen innerhalb eines individuellen Kristalls parallel zueinander verlaufen; hingegen verlaufen sie von Kristall zu Kristall in auffallend verschiedenen Richtungen (Fig. 38). Dieselbe Beobachtung wurde von AHLMANN und DROESSLER (1949, p. 274) in einer Toteisprobe des Kebnepakteglaciären gemacht. Leider kann beim heutigen Stand der glaziologischen Erkenntnisse nur erst die Aussage gemacht werden, dass Form und Orientierung der Luftblasen in Eiskristallen wahrscheinlich 1) durch den anisotropen Charakter dieser

Kristalle und 2) durch die Polarität der kristallographischen Hauptachse geregelt werden (BADER 1950, p. 443). Hingegen wäre es verfrüht, aus obiger Beobachtung grundlegende Rückschlüsse auf den Entstehungsmechanismus der Pingoeiskörper ziehen zu wollen. Auch das von SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 52—55, 99—101, 107) zusammengetragene Wissen über Luftblasen im Eis kann dieses Phaenomen noch nicht genügend erklären.

2. Temperaturverhältnisse.

Im »Sitiyok Pingo« wurden am 30. Juni 1955 mittels Thermoelementen folgende Temperaturen gemessen:

In der gefrorenen Auflage:

1,6 m (5 ft.)	unter Oberfläche	÷ 2,0	Grad	Celsius
3,2 m (10 ft.)	»	÷ 2,5	»	»
4,7 m (15 ft.)	»	÷ 5,0	»	»

Im Pingoeiskörper:

6,2 m (20 ft.)	»	÷ 6,5	»	»
9,2 m (30 ft.)	»	÷ 7,0	»	»
11,0 m (35 ft.)	»	÷ 8,2	»	»

Der Auftauprozess hatte am 30. Juni 1955 in dem stark organischen Material im »Sitiyok Pingo« eine Tiefe von nur 20—30 cm erreicht.

Im Bohrloch des »Crater Summit Pingos« wurden 12 Thermoelemente in regelmässigen Abständen bis zu einer Tiefe von 12 m unter der Oberfläche des Pingoeiskörpers angebracht. Vom 28. Mai bis zum 1. Juli 1955 wurden wöchentlich zwei Messungen vorgenommen. Drei dieser Messreihen, eine vom Anfang, eine zweite aus der Mitte und eine dritte vom Ende der Messperiode, sind in Fig. 39 wiedergegeben.

In den obersten 6 m zeigte sich im Verlaufe der Beobachtungsperiode eine beträchtliche Temperaturzunahme. Die in den unteren 6 m beobachteten Temperaturschwankungen sind nur wenig grösser als der Instrumentenfehler. Dieser betrug für das benutzte Potentiometer $\pm 1/4^\circ \text{C}$. Die Welle der eindringenden Frühjahrswärme hatte demnach Ende Juni mit ihrer Front eine Tiefe von nahezu 6 m (17—20 ft.) erreicht. Dem klimatologischen Rapport der Wetterstation Tuktoyaktuk kann entnommen werden, dass dieser Wechsel von fallenden zu steigenden Temperaturen in der freien Atmosphäre dieses Gebietes Ende Februar oder anfangs März erfolgt (Tabelle III). Der Schnee und die Sandauflage im Krater bewirken eine Verzögerung des Eintreffens dieser Temperaturrichtungsänderung an der Oberfläche des Eiskörpers um mindestens ein bis zwei Monate. Unter diesen Annahmen lässt sich abschätzen, dass

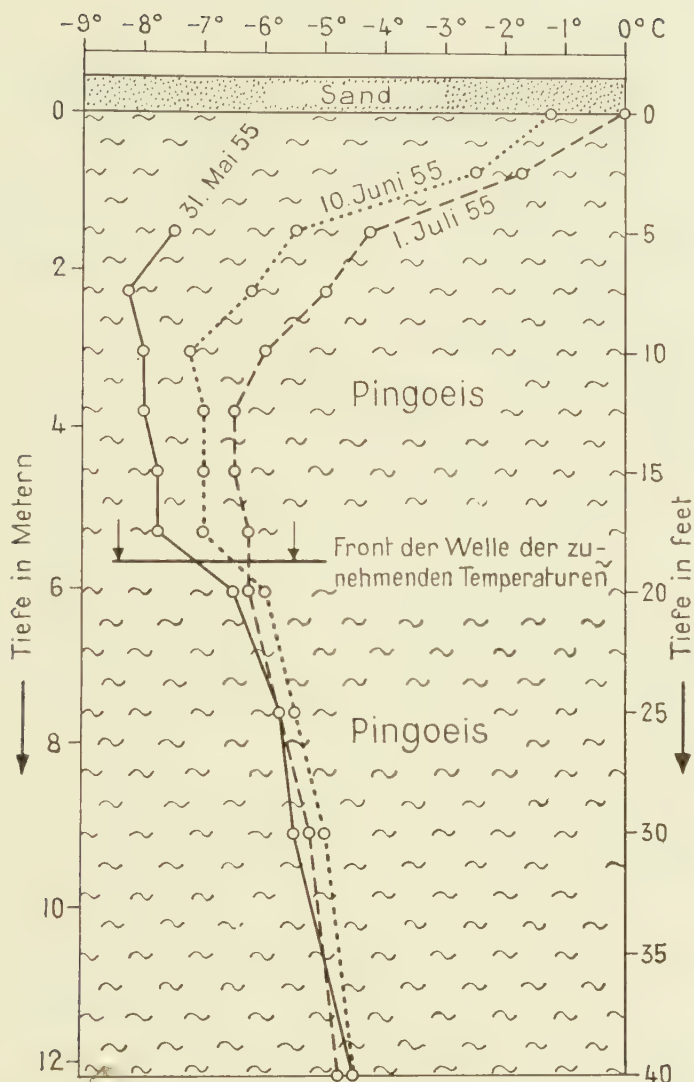


Fig. 39. Temperaturgang im Eiskörper des »Crater Summit Pingos«, gemessen in Lokalität 4, Fig. 29, mit Hilfe von Thermoelementen.

für das Vordringen dieses Effektes durch eine 6 m mächtige Schicht von Pingoeis eine Zeitspanne von zwei bis drei Monaten notwendig ist.

Ein Vergleich mit andern, ebenfalls empirischen Werten über das Nachhinken der Tiefentemperatur gegenüber der Oberflächentemperatur, gewonnen im Permafrost von Point Barrow, Alaska (MACCARTHY 1952, p. 590), und im permanent gefrorenen Kalkgestein in Resolute Bay, N.W.T. (COOK 1955, p. 241) zeigt, dass diese Phasenverschiebung im Pingoeis kleiner ist als in Permafrost von gemischter Zusammensetzung.

Tabelle III.

Durchschnittliche mittlere Monatstemperaturen und Jahresmittel in °C, sowie mittlere Jahressumme des Niederschlags für die siebenjährige Periode 1948—55 von Tuktoyaktuk, N.W.T. (zusammengestellt nach Unterlagen der Meteorological Division, Department of Transport, Toronto, Kanada).

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
—28	—31,2	—24,7	—17,2	—5,7	+3,6	+10,5	+10,4	+3,6	—6,9	—17,1	—26,1

Durchschnittliche Jahrestemperatur: — 10,7° C.

Mittlere Jahressumme des Niederschlags: 185 mm.

Theoretische Berechnungen, die auf RUCKLI (1950, p. 121—123) basieren, bestätigen, dass diese mit der Tiefe X lineare Verzögerung von der Form

$$X \cdot \sqrt{\frac{\pi}{a \cdot T}}$$

(wobei a = Temperaturleitzahl¹ und T = Länge der betrachteten Temperaturschwingungen ist) im Eis geringer sein muss als in mineralischem Material. Feldbeobachtung und Theorie befinden sich demzufolge in guter Übereinstimmung.

$$^1 \text{ Temperaturleitzahl } a = \frac{\text{Wärmeleitfähigkeit}}{\text{Wärmekapazität}}$$

$$a_{\text{Eis}} = 58,4 \text{ cm}^2/\text{h}; \quad a_{\text{Sand}} \propto 22 \text{ cm}^2/\text{h}$$

(RUCKLI 1950, p. 134, Tab. 29, nach BESKOW).

VI. MORPHOGENESE DER MACKENZIE-PINGOS

A. Der Entwicklungszyklus der Mackenziepingos — das geschlossene System.

In der Diskussion der Genese der Ostgrönlandpingos wurden die Subpermafrostwasser, die in einem offenen System zirkulieren und unter hydrostatischem Druck aufsteigen, als erstes erwähnt. Für das Verständnis der Mackenziepingos ist deren enge Beziehung zu den runden Seen, die nahezu jeden Pingo umgeben oder umgeben haben, von dieser grundlegenden Wichtigkeit. Leider besteht noch keine Arbeit, die das Verhältnis von Pingohöhe oder -volumen zu ehemaliger und heutiger Seefläche statistisch bearbeiten würde. Der Korrelationskoeffizient dieser beiden Größen dürfte geradezu als Wertmasstab für die nachstehende Entstehungstheorie gewertet werden.

Bis anhin bestehen keine schlüssigen Messungen über die Mächtigkeit des Permafrostes im Mackenzie Delta. Wir besitzen einzig die Möglichkeit, die Klimaverhältnisse von Tuktuk mit denjenigen von Stationen mit bekannter Dicke der Permafrostzone zu vergleichen. Ust'-Port (zwischen 69° und 70° N) im Gebiet des Enisei Deltas, Sibirien, besitzt bei einem durchschnittlichen Jahresmittel der Lufttemperaturen von $-10,8^{\circ}$ C (Januarmittel = $-30,6^{\circ}$ C; Augustmittelwert = $+14^{\circ}$ C) eine Permafrostmächtigkeit von 140 m, resp. 125 m (Riabukhin 1939⁺). Mesters Vig, das knapp -10° C durchschnittliche mittlere Jahrestemperatur aufweist, hat rund 100 m Permafrost. Für Tuktuk, dessen mittlere Jahrestemperatur bei $-10,7^{\circ}$ C liegt und dessen mittlere Jahressumme des Niederschlags weit geringer ist als jene von Mesters Vig, dürfte in erster Annäherung mit einer Permafrostmächtigkeit von sicher mehr als 100 m gerechnet werden. BROWN (1956, p. 23) schätzt für das neue Delta des Mackenzieflusses: »Permafrost . . . is believed to extend down many hundreds of feet«.

Für unsere Hypothese des Entstehungsmechanismus der Mackenziepingos setzen wir voraus, dass der grundwasserstauende Horizont (anstehender Fels oder andere wasserundurchlässige Schicht) nicht tiefer als die Unterfläche des Permafrostes liege.

In bezug auf die Permafrostverhältnisse am Übergang von Land zu Wasser folgen wir WERENSKIOLD (1953, p. 197—200). Die Frage, welches der minimale Durchmesser eines Fjordes sein müsse, damit sich der Permafrost nicht unter dem Wasserkörper schliessen kann, wird zu beantworten versucht durch die mathematische Auswertung der Superposition zweier Temperaturfelder T_1 und T_2 . Diese sind von folgender Form:

$$1) T_1 = \frac{T_0}{\pi} \cdot \arctg \frac{y}{x}$$

wobei T_0 = Temperatur an der Landoberfläche

x = horizontaler Abstand vom Ufer

y = Tiefe unter der Oberfläche.

$$2) T_2 = qy$$

wobei q der reziproke Wert der geothermischen Tiefenstufe ist.

1) gibt den graduellen Wechsel der Temperatur von der Landoberfläche bis zur Oberfläche des Wassers.

2) gibt die lineare Temperaturänderung mit der Tiefe.

Setzen wir für Tuktuk $T_0 = -11^\circ \text{C}$ und $q = 1/10 \text{ m bis } 1/30 \text{ m pro } ^\circ\text{C}^1$, so ergibt sich, dass unter einem langgestreckten See von mindestens 140 m, sicher aber bei 420 m Breite sich der Permafrost nicht schliessen kann. Die Seen in der Gegend von Tuktuk sind zumeist kreisrund. Der Durchmesser für ein kreisförmiges Gebilde muss etwas grösser angenommen werden als dies für die Fjordform aus der Rechnung folgt. In grober Annäherung darf damit gerechnet werden, dass sich der Permafrost unter den Seen des Mackenzie Deltas zu schliessen beginnt, sobald deren Durchmesser weniger als 300—400 m wird.

Die Trennfläche zwischen gefrorenem und ungefrorenem Boden, für die wir uns hier interessieren, nimmt unter den isothermen Flächen eine Sonderstellung ein. Solange die Grösse des Sees über dem kritischen Wert von 300—400 m bleibt, schiebt sich die Trennfläche zwischen Permafrost und Ungefrorenem nur bis zu einer bestimmten Linie von allen Seiten gegen das Zentrum des Seebodens vor, löst sich von dort rechtwinklig ab und schwingt dann nach unten und rückwärts (Fig. 40, Stadium 1). Im Zentrum des Seebodens bleibt durch ein Loch eine Verbindung zwischen dem See und dem ungefrorenen Untergrund (= talik) bestehen. Bei fortschreitendem Einfüllprozess, wie er bei den Seen im Gebiet von Tuktuk durch Absinken von organischem Material und durch Einschwemmung von Sanden, Tonen etc. vor sich geht, wird

¹⁾ WERENSKIOLDS Wert (1953, p. 197) für den Temperaturgradienten im Frostboden von Spitzbergen = $1/40 \text{ m pro } ^\circ\text{C}$, ist für die Gegend von Tuktuk, wo es sich um gefrorene Schotter, Sande, Tone und Torf handelt, sicher zu klein.

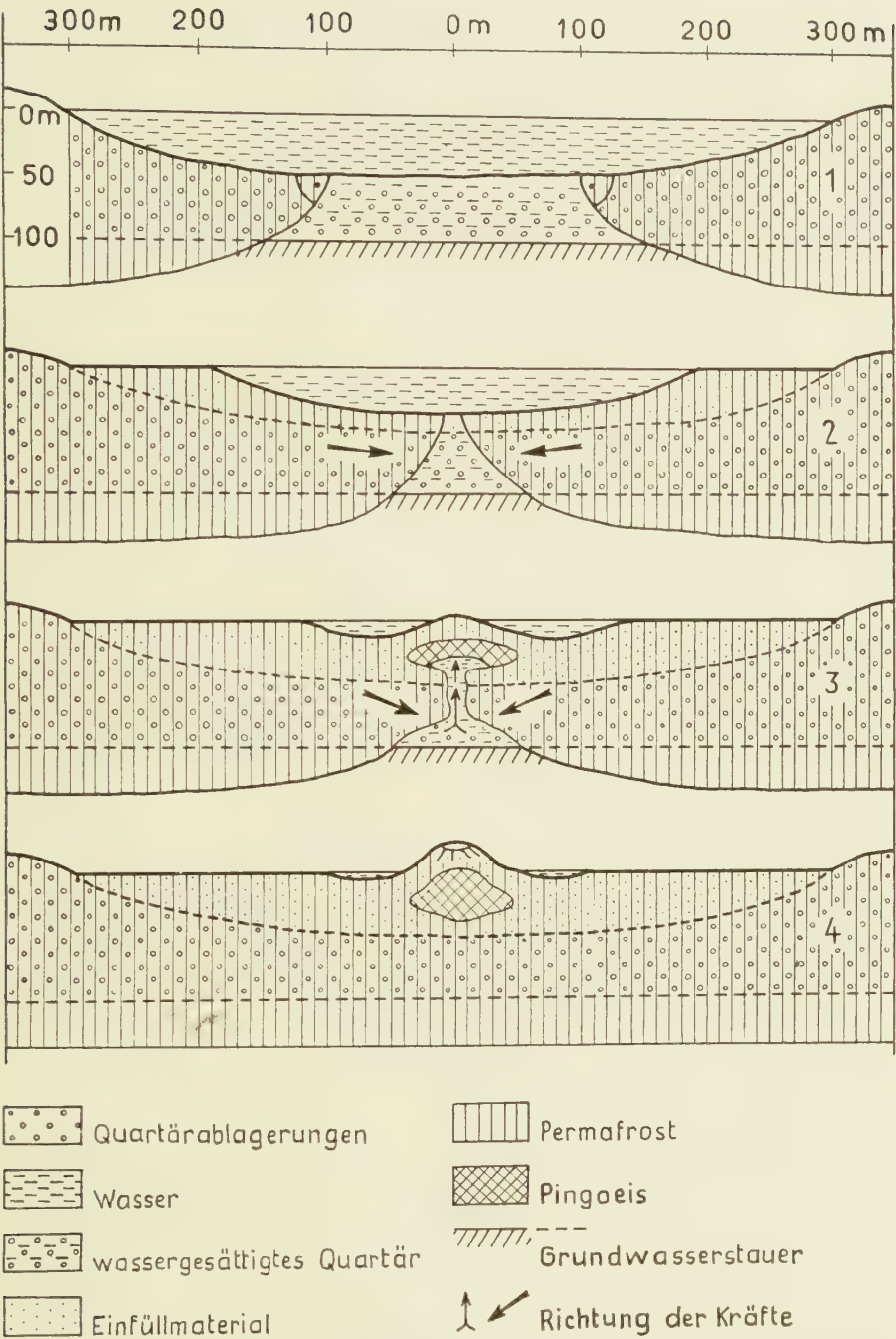


Fig. 40. Schematische Darstellung des mutmasslichen Ablaufs der Entstehung der Mackenziepingos.

dieser Durchschlupf immer enger, bis er endlich zu existieren aufhört. Nun sitzt ein Körper von stark wassergesättigtem Material wie in einer Falle gefangen zwischen dem undurchlässigen Untergrund (wahrscheinlich Felsunterbau) und dem langsam vordringenden Permafrost (Fig. 40, Stadium 2). Dies ist die Ausgangslage für die Entstehung der Pingos vom Mackenzie Delta-Typus. Wir stellen fest, dass wir in dieser Ausgangsstellung für die Aufwölbung der Mackenziepingos ein *geschlossenes System* vor uns haben. Darin unterscheiden sich die Mackenziepingos ganz wesentlich von den Ostgrönlandpingos. Andererseits zeigte es sich, dass es sich bei den Mackenziepingos wiederum um ein vollständig permafrostinternes Phaenomen handelt.

Beim weiteren Vordringen des Permafrostes wird durch die mit dem Gefrierprozess verbundene Volumenvergrösserung in dem geschlossenen Talikraum ein zunehmend grösserer hydrostatischer Druck erzeugt. Dem Weg des geringsten Widerstandes folgend, wird die Reaktion zentral und nach oben gerichtet erfolgen. Das im Überschuss vorhandene Wasser schafft sich einen engen Aufstiegskanal (Fig. 40, Stadium 3). Der Angriff der Kräfte scheint noch punktförmiger zu sein als in den Ostgrönlandpingos. Wahrscheinlich dürfen die glockenförmigen Sandstrukturen, die im Eiskörper des »Sitiyok Pingos« gefunden wurden (siehe Fig. 35) als Zeugen für die Wirkungsweise der Kräfte bei der Entstehung der Mackenziepingos angesehen werden. Inzwischen ist der überlagernde See bis ins Zentrum untief und der Seeboden dadurch bis auf eine kleine Aktivschicht Permafrost geworden. Die Injektion des Hydrolakkolithen wird in jener Tiefe erfolgen, wo die Kräfte, die von unten wirken, die steifgefrorene Sedimentüberlagerung hochzupressen vermögen. Prinzipiell sind es dieselben Kräfte, die am Aufbau der Ostgrönlandpingos mitwirkten. Die Annahme, dass auch bei den Mackenziepingos die Entstehung des Pingoeiskörpers über ein hydrolakkolithartiges Zwischenstadium erfolgt, scheint besonders auf Grund der Befunde im Innern des »Sitiyok Pingos« berechtigt zu sein. Die Eisadern, die bis tief ins organische und mineralische Permafrostmaterial hineingreifen, sowie die grossen Klötze von gefrorenem Sand und Silt, die im Eiskörper stecken, können kaum anders erklärt werden.

Die Grösse der Mackenziepingos ist abhängig von der Menge des Wassers, die im abgekapselten Ungefrorenen des ehemaligen Seebodens zur Verfügung steht. Die Geschwindigkeit des Pingowachstums ist eine Funktion der Geschwindigkeit, mit welcher der Permafrost in diesen noch ungefrorenen Raum eindringt. Das Wachstum des Pingos hört auf, wenn der Talikraum unter dem ehemaligen See auf Null reduziert worden ist (Fig. 40, Stadium 4). Der »Crater Summit Pingo« scheint seinen Aufbau abgeschlossen zu haben, hingegen dürfte der »Sitiyok Pingo« noch im Aufbau begriffen sein.

Nebenpingos sind bei den Mackenziepingos seltener als beim Ostgrönlandtypus. Es scheint, dass ihre Entstehung nicht in jenem direkten kausalen Zusammenhang mit dem Aufbau des Hauptpingos steht, wie dies in Ostgrönland der Fall war. Im Mackenziegebiet sind Nebenpingos möglicherweise vielmehr das Resultat der Permafrostwerdung von einzelnen Buchten kompliziert geformter Seen.

Es wurde kein einziges Beispiel gefunden, wo mehrere Grosspingos in ein und demselben Rundsee gestanden hätten. Ineinanderschachtelung von mehreren Pingos, wie dies in Ostgrönland so häufig beobachtet wurde, konnte im Mackenzie Delta nicht festgestellt werden. Diese beiden Beobachtungen unterstützen unsere Auffassung, dass die Mackenziepingos aus einem geschlossenen System heraus entwickelt werden und auf einem nicht wiederholbaren Prozess beruhen.

Dementsprechend ist auch der *Abbau* der Mackenziepingos verschieden von demjenigen der Ostgrönlandpingos. Er beruht ausschliesslich auf dem Abschmelzprozess von aussen und führt daher zu regelmässigeren Überbleibseln als beim Ostgrönlandtypus. Diese Tatsache ist von Bedeutung für die Periglazialmorphologie, die die pleistozänen Periglazialgebiete nach Überbleibseln von ehemaligen Pingos absucht. In diesem Zusammenhang muss auf die Arbeit von MAARLEVELD und VAN DEN TOORN (1955) hingewiesen werden, die versucht, die vielen sölleartigen Gebilde in den nördlichen Teilen der Niederlande als abgebaute Pingos zu deuten. Ähnliche Reliefanomalien in den Belgischen Ardennen (PISSART 1956), in der Umgebung von Paris (CAILLEUX 1956), bei Bordeaux (BOYÉ 1957), in Dänemark (CAILLEUX 1957) sowie in Schleswig-Holstein (B. MÜLLER-BATTLE, mündliche Mitteilung), ebenfalls mit Hilfe von Pingos erklärt. Es scheint, dass es sich vorwiegend um Überreste von Pingos des Mackenzietypus handelt.

B. Diskussion und Würdigung der früheren Erklärungsversuche für die Mackenziepingos.

Die bis 1919 vorgebrachten Theorien wurden von LEFFINGWELL (1919, p. 152—155) zusammengestellt und diskutiert. Sie sind grösstenteils nur noch von geschichtlichem Interesse. RICHARDSON (1828, p. 40—41) hielt die Mackenziepingos anfänglich für Sanddünen. Später (RICHARDSON 1851, p. 247) erklärte er sie als Überreste von Sandformationen, die der Erosion des Meeres bei Flut standhielten.

LEFFINGWELL (1919, p. 154) lehnte alle diese Auffassungen ab und erklärte die Pingos als durch hydraulischen Druck entstanden. Die Bedeutung dieser Hypothese für die Pingos vom Ostgrönlandtypus wurde Seite 71 gewürdigt. Sie trug aber auch für das Verständnis der Mackenziepingos Wesentliches bei, indem durch Leffingswells Beschrei-

bung des Eindringens des Permafrostes über einer wasserundurchlässigen Schicht PORSILDS »theory of local upheaval« vorbereitet wurde. Die Formulierung der »theory of local upheaval« für die Mackenziepingos, wie sie von PORSILD (1938, p. 55) gegeben wurde, bleibt auch im Licht unserer Detailuntersuchungen im wesentlichen gültig. Sie lautet:

Die Mackenziepingos . . . "were formed by local upheaval due to expansion following the progressive downward freezing of a body or lens of water or semifluid mud or silt enclosed between bedrock and the frozen surface soil".

WASHBURN (1950, p. 30) gliedert die Kräfte, die seiner »cryostatic hypothesis« zugrunde liegen, folgendermassen:

"1. The stress due to growth of ice crystals, and 2. the stress due to the increasing hydrostatic pressure of the confined and still unfrozen muddy material as downward freezing from the surface nears the permafrost table".

Sobald wir in dieser Formulierung den Ausdruck »permafrost table« sinngemäss als »Wasserstauer« übersetzen, so sehen wir, dass diese Hypothese, die so viele Strukturbodenphänomene zu erklären vermag, auch den Entstehungsmechanismus der Mackenziepingos einschliesst (cf. WASHBURN 1956, p. 842—843).

Es scheint, dass russische Wissenschaftler unabhängig und schon früher zu einer prinzipiell gleichlautenden Interpretation dieses Pingo-typus kamen. Dies geht z. B. aus der Arbeit von EVLADOV (1937⁺) hervor: »Heaves (= pingos) develop as the excess water in and around taliks freezes«. (SIPRE Zusammenfassung 5439).

C. Zusammenfassung.

Die ausgedehnten Grabungen und Bohrungen im »Crater Summit Pingo« und »Sitiyok Pingo«, sowie die Untersuchung des Eiskellers bei Toker Point zeigten, dass der Aufbau der Mackenziepingos praktisch identisch ist mit demjenigen der Ostgrönlandpingos. Die auflagernde Sedimentdecke, deren Dicke 14 m, resp. 6 m beträgt, ist in ihren oberen Partien aus feinem Seeauffüllmaterial aufgebaut; die unteren Lagen bestehen aus pleistocänen Rückständen und sehr alten, wahrscheinlich interstadialen Deltaablagerungen (Alter der Holzreste im Innern des »Crater Summit Pingos«: 28.000 ± 2000 Jahre). Die kristallometrischen Untersuchungen des Eiskörpers ergaben sehr ähnliche Resultate wie in Ostgrönland.

Der Druck, der zur Aufwölbung eines Mackenziepingos führt, resultiert aus der langsamen Einengung des Talikraumes im Untergrund des ehemaligen Sees. Nach Unterschreiten eines kritischen Seedurchmessers von ca. 600 m entwickelt sich ein geschlossenes System, gebildet aus dem wasserstauenden Untergrund (Felssockel oder Lehmschicht etc.)

und den Fronten des weiterhin aggradierenden Permafrostes. Die Reaktion auf diesen zunehmend grösser werdenden hydraulischen Druck erfolgt durch Ausbrechen der eingeschlossenen Wasser in Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. nach oben. Beim Eintritt der aufsteigenden Wasser in die Zone der jahreszeitlich schwankenden Temperaturen, deren Permafrost besonders grosse Verbiegungswiderstände aufweist, erfolgt Bildung eines Hydrolakkolithen s. st. Daraus entwickelt sich — wahrscheinlich an Ort und Stelle — infolge grosser Abkühlung der Eislakkolith.

Der Abbau der Mackenziepingos erfolgt durch exogene Vorgänge, vornehmlich Abschmelzung.

Der vorstehend beschriebene Entstehungsmechanismus dürfte folgende Beobachtungen erklären: 1) das Auftreten der Mackenziepingos in nahezu oder völlig aufgefüllten Seebecken, 2) keine Gruppenbildung wie in Ostgrönland, 3) keine Reaktivierung von einmal abgebauten Pingos.

Die C_{14} -Datierung der Holzreste aus dem Krater des »Crater Summit Pingos« lässt für das Alter dieser Pingos sehr grossen Spielraum.

VII. DIE VERBREITUNG DER PINGOS IM LICHT DER UNTERSUCHUNGEN AN DEN OSTGRÖNLAND- UND MACKENZIE-PINGOS

A. Einleitung und Terminologie.

Ein Überblick über die weltweite Verbreitung der Pingos stösst auf fast unüberwindliche Schwierigkeiten. Dieses Kapitel kann daher keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Ein beträchtlicher Teil der Literatur, die sich mit Pingos befasst, ist schwer oder überhaupt nicht zugänglich. Es betrifft dies vor allem sehr viele russische Arbeiten. Übersetzungen, Auszüge und Zusammenfassungen dürfen nur mit grosser Vorsicht benützt werden. SIPRE Report 12, ein sonst ausgezeichnetes Hilfswerk, bezeichnet z. B. in seiner Zusammenfassung 13461 die 15—40 cm hohen Frosthügelchen in den Karpathen, vom Autor Palsen genannt, durchgehend als Pingos.

Eine weitere Schwierigkeit ergibt sich daraus, dass viele der Beschreibungen von Pingos und pingoartigen Gebilden, die in Reiseberichten, geologischen und botanischen Werken etc. meistens nur beiläufig gegeben werden, sich naturgemäss nicht genügend mit den Details befassen. Leider werden statt einfache Beschreibungen nur allzu oft ungenügend definierte Begriffe benützt.

Die Aufgabe dieses Abschnittes ist, die eigenen Beobachtungen an Pingos in Ostgrönland und im Mackenzie Delta mit anderen Vorkommen zu vergleichen und dadurch in einen weltweiten Rahmen zu stellen. Dabei soll zugleich Vorarbeit für eine zukünftige Klassifizierung der verschiedenen Frosthügelformen geleistet werden.

Im russisch-sibirischen Bereich wird anstelle von Pingo der Ausdruck *Bulgunniakh* (Mehrzahl: *Bulgunniakhi*) gebraucht. Er stammt aus dem Gebiet von Yakutia, wo er für Gebilde angewendet wird, die eindeutig den Charakter von Pingos haben (KOSMACHEV 1953, p. 111—112). Dieser Name ist genetisch neutral, nicht aber der oft benutzte Ausdruck »Gidrolakkolit«, deutsch *Hydrolakkolith*, der besonders von russischen Wissenschaftlern (TOLSTIKHIN 1932⁺, ANDRÉIEV 1936⁺, BOCH 1948⁺,

GRAVE 1956), aber auch von deutschen und französischen Autoren (STOLTENBERG 1935, BÜTLER 1954 und 1955, PLAISANCE und CAILLEUX in Druck) verwendet wird. Die Bezeichnung Pingo ist vorzuziehen.

Naledi (Einzahl: *Naled*) entstehen nach SUMGIN (1941⁺) durch Gefrieren von aufeinanderfolgenden Schichten von Wasser, das entweder direkt aus dem Boden oder aus Spalten in der Eisdecke der winterlichen Flüsse austritt. TROLL (1944, p. 646) gibt an, in der Yakutiasprache würden die *Naledi* als *Taryn* bezeichnet. Nach MULLER (1947, p. 223) sollen nur jene *Naledi* als *Taryn* bezeichnet werden, die nicht im Jahre ihrer Entstehung wieder schmelzen. Der entsprechende deutsche Ausdruck für *Naled* ist *Aufeis*.

Da zwischen Ostgrönlandpingos und gewissen Arten von *Naledi* ein enger Zusammenhang zu bestehen scheint, sollen einige Literaturbeispiele von typischen *Naledi* angeführt werden.

TOLSTIKHIN und OBIDIN (1936⁺) erklären die *Naledi* von Ost-Transbaikalien als ein Produkt von »underground sources«. Die von SEDOV und SHVETSOV (1940 a⁺) erwähnten *Naledi* in Nord-Yakutia sollen ihr Wasser aus Spalten im anstehenden Fels beziehen. Die totale Ergiebigkeit dieser Quellen, die die *Naledi* im Gebiet des unteren Kyra-Flusses (in der Nähe der Yano-Indigirka-Wasserscheide) speisen, soll 3000 Liter pro Sekunde betragen. Diese Wasser sollen selbst bei -70°C Aussentemperatur austreten und riesige *Naledi* erzeugen. Die gleichen Autoren (SEDOV und SHVETSOV, 1940 b⁺, 1940 c⁺, und SHVETSOV 1947 a⁺) berichten von *Naledi*, die mehrere Kilometer lang und breit waren.

SHVETSOV und SEDOV (1942⁺) schlagen auf Grund von Untersuchungen im Tas-Khaiakhtakh Gebirge (in der Nähe des Kältepoles der Erde) eine Klassifikation der *Naledi* vor. Eine der dortigen *Naledi*-Quellen soll 1500 Liter pro Sekunde liefern. SHVETSOV (1946) fotografierte einen *Naled*, der eine Fläche von ca. 26 km² überdeckte und schätzungsweise 39 Millionen m³ Eis enthielt. Das den ganzen Sommer dauernde Abschmelzen dieser enormen Eismassen bestimmt den Wasserhaushalt dieser Gegenden in hohem Masse. In seiner nächsten Arbeit berichtet SHVETSOV (1947 a⁺) von *Naledi* aus der Gegend von Verkhoyansk und den Kolymabergen, die von noch viel grösseren Abmessungen sein sollen. SUSLOV (1947, p. 151—153) braucht den Ausdruck Erd-*Naledi* und beschreibt darunter Gebilde, die wir als Pingos ansprechen würden. Eine sehr klare Beschreibung von *Naledi* und deren Eis finden wir bei SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 108—109).

Obwohl zwischen *Naledi* und Bulgunniakhi (= Pingos) in bezug auf deren Genetik sehr oft kaum ein Unterschied besteht (starke Subpermafrostquellen erzeugen *Naledi*; schwache Sub- und Intrapermafrostquellen schaffen Pingos), müssen doch diese morphologisch so grundverschiedenen Gebilde namenmässig eindeutig getrennt werden.

Bedeutend schwieriger hält es, die Pingos terminologisch gegen alle jene Arten von Frosthügeln abzutrennen, die morphologisch von gleichem Aussehen sind, aber einen ganz andern Entstehungsmechanismus besitzen. Es betrifft dies z. B. die Torfhügel, wie sie KATS (1937⁺) von der Kola-Halbinsel und aus dem Pechoragebiet beschrieb. Dasselbe gilt für einen Teil der Palsen der Skandinavien (HAMBERG 1915, p. 616—619; LUNDQVIST 1951, 1953; u. a.). Ferner scheint es, dass einzelne der als »drunken forest« bekannten, domartigen Aufwölbungen des sibirischen Waldbodens wirklichen Pingocharakter besitzen. TROLL (1944, p. 647) erwähnt, W. N. SSUKATSCHEW habe durch Auszählen der Jahrringe der gebogenen Lärchenstämme das Alter eines solchen »drunken forest«-Hügels auf über 100 Jahre, maximal 162 Jahre festlegen können.

Trotz der verbleibenden Unklarheit in der Terminologie soll im kommenden Abschnitt über die weltweite Verbreitung der Pingos versucht werden, die in dieser Arbeit charakterisierten Ostgrönland- und Mackenziepingotypen mit ähnlichen Formen in andern Permafrostgebieten zu konfrontieren.

B. Abriss der Verbreitung der Pingos.

I. Grönland.

Auf der Ostseite von Grönland scheinen die Pingos auf einen Streifen zwischen Scoresby Sund und Hochstetters Forland beschränkt zu sein. Das Optimum scheint zwischen 71° und 74° N zu liegen. Die meisten der Vorkommen befinden sich in den Sedimenten und Alluvionen der küstennahen Zonen. Bisher ist nur ein einziges Beispiel aus der Nähe des Inlandeises bekannt, nämlich jener von FLINT (1948, p. 203—206) beschriebene Überrest eines Pingos im Aggassiz Dal.

In Westgrönland scheint die Klimax für Pingos in der Gegend der Svartenhuk und Nugssuaq Halbinsel und auf der Disko Insel, also auf ca. 70—72° N zu liegen (ROSENKRANTZ 1950, p. 112). Die bisherigen Beschreibungen lassen vermuten, dass es sich vorwiegend um Pingos vom Ostgrönlandtypus handelt. Auch die von PORSILD (1925) beschriebenen pingoartigen Gebilde auf der Disko Insel, die mit warmen Quellen in Verbindung stehen, scheinen den Ostgrönlandpingos ähnlich zu sein.

2. Kanadische Arktis.

WARD (1952 b, p. 16—21) berichtet von domartigen Aufwölbungen im südöstlichen Vorgelände des Barnes Eisschildes, Baffinland. Er interpretierte sie als »forms (which) arose from differential melting of dead

glacier ice underlying older ablation moraines« (p. 17). Beschreibung und Photos lassen aber sehr wohl eine Deutung als echte Pingos zu. Aus den persönlichen Mitteilungen von Dr. H. RÖTHLISBERGER, Teilnehmer der Baffin Island Expedition 1953, geht hervor, dass im Gebiet des Pangnirtung Pass ähnliche Aufwölbungen gebildet werden, wie sie PORSILD (1925) für Westgrönland und LEFFINGWELL (1919, p. 158) für Alaska beschrieben. Schon BOAS (1885, p. 18) beschrieb aus der Gegend jenes Passes »einen 30 m hohen Eishügel, der mit Erde und Steinen stark bedeckt war, so dass ich nur zufällig über seine Beschaffenheit aufgeklärt wurde«. Er deutete ihn als: »ein eigentümliches Denkmal einer stärkeren Vergletscherung vor kurzer Zeit«. Möglicherweise handelt es sich aber um einen Pingo.

Im Abschnitt über die Pingos des Mackenzie Deltas wurde erwähnt, dass allein im Bereiche des alten Deltas ca. 1400 Exemplare gezählt wurden. Auf einem Fluge konnte sich der Schreiber davon überzeugen, dass auf dem mit Grundmoräne überkleisterten Festland südlich und östlich der Eskimo Lakes weitere 200 bis 300, teilweise recht grosse Pingos liegen. Zugleich wurde festgestellt, dass die folgende Notiz von PORSILD (1938, p. 49) »there are said to be some pingos on the coastal flats East of Cape Bathurst« ein wirkliches Vorkommen aufgreift. Aus jener Gegend (Nähe Cape Parry) stammt wohl eine der ältesten Photographien eines Pingo (STEFANSSON 1913, p. 574). WASHBURN (1950, p. 41, 43) erwähnt mehrere den Mackenziepingos ähnliche Vorkommen auf Wollaston Peninsula, Victoria Island (70° N). Ferner berichtet PORSILD (1945, p. 10—11), von kleinen Pingos, die denjenigen im Mackenzie Delta gleichen, am Macmillan Pass in den Mackenzie Mountains (unmittelbar östlich der Yukon-N.W.T.-Grenze, 63° N). Die von FRAZER (1956, p. 20—23) beschriebenen drei pingoartigen Gebilde an den Abhängen des Black Mountain (Richardson Mountains, Mackenzie Delta-Gebiet) scheinen echte Pingos vom Ostgrönlandtypus zu sein.

Eigenartigerweise sind meines Wissens bisher keine weiteren Pingo-vorkommen aus den weiten Ebenen der östlichen Kanadischen Arktis und von den vielen Inseln des Arktischen Archipels bekannt geworden.

3. Alaska.

In Alaska sind viele und sehr verschiedenartige Pingos zu finden. In seiner ausführlichen Arbeit über die Canning River Region widmet LEFFINGWELL (1919, p. 150—155) den »pleistocene and recent gravel mounds« eine ausgezeichnete Studie. Er berichtet, dass er von einem Triangulationspunkt in der Nähe des Shaviovik River innerhalb eines Bogens von 140° in der flachen Küstenebene 30 Pingos zählen konnte. Der höchste von ihm besuchte Pingo erhob sich 70 m über seine unmittelbare Umgebung. Viele jener Pingos wurden als Vermessungspunkte

benutzt und sind auf den beigegebenen Karten eingezeichnet. Einige der von Leffingwell durch »hydraulic pressure« erklärten Pingos sind sicher dem Ostgrönlandtypus zuzuzählen.

An noch älteren Hinweisen auf Pingos im nördlichen Alaska seien erwähnt: MENDENHALL (1901, p. 207), SCHRADER (1904, p. 94), TYRRELL (1904, p. 232—236), HARRISON (1908, p. 196—197), ANDERSON (1913, p. 438—439) und SMITH (1913, p. 28). Smith beschreibt die Pingos der Noatak-Kobuk-Gegend wie folgt: »... here and there rounded hills one-half mile in diameter at the base rise 100 to 300 ft. above the general surface of this plain ... suggest, when viewed from a distance, giant haystacks«.

PORSILD (1938, p. 47, 48, 58) macht uns mit einer ganzen Reihe von weiteren Pingolokalitäten in Alaska bekannt. Er erwähnt, abgesehen von den vielen Vorkommen in den nördlichen Küstenebenen, zahlreiche Pingos auf der Nordabdachung der Seward Peninsula und in der Gegend des Kotzebue Sound (West-Alaska, unmittelbar nördlich des Polarkreises). Es scheint, dass diese Beispiele grösstenteils dem Ostgrönlandtypus zuzuzählen sind.

Die grossen Fortschritte der letzten Jahre in bezug auf Luftbild und Interpretation desselben brachten neue Einblicke in gewisse Aspekte des Pingoproblems. Neben wertvollen Informationen über die Verbreitung der Pingos konnten vor allem auch interessante Beiträge über die Beziehung der Pingos zu Permafrost, Grundwasser und andern morphologischen Elementen beigebracht werden (SAGER 1951; FROST 1952; HOPKINS, KARLSTROM u. a. 1955). Die nachstehende Zusammenfassung der Verbreitung der Pingos in Alaska von FROST (1952, p. 236) ist weitgehend ein Ergebnis der Luftbildauswertung:

„... they occur in an area extending from the Canadian border generally westward to Wainwright; in the narrow coastal plain region between Pt. Hope and the Seward Peninsula; the coastal plain which forms a fringe around the major part of the Seward Peninsula; to a limited extent in the delta region of the lower Kuskokwim-Yukon valleys; and in the interior of the Seward Peninsula which is in the Kuzitrin-Noxapaga Basin. A few scattered mounds occur in isolated areas in the interior, principally in some of the major stream valleys“.

Zusätzlich gelingt es FROST (1952, p. 239) mit Hilfe von Luftaufnahmen folgende Regionalmerkmale für die Pingos der Nordküste von Alaska herauszuarbeiten:

„... for the most part, the mounds in the areas east of the Colville appear to be older, larger and more irregularly shaped than the mounds west of the Colville, which appear to be young, newly formed, regular in shape, associated with recently drained lakes, and are little altered by erosion“.

Auch in Alaska findet man pingoartige Gebilde, die direkt mit Quellen in Verbindung stehen (HOPKINS, KARLSTROM u. a. 1955, p. 139).

Zwei weitere »mud volcanos« mit Quellen wurden von FROST (1952, p. 237) erwähnt; es ist unsicher, ob es sich bei diesen zwei sehr südlich gelegenen Gebilden (62° , resp. 65° N) um echte Pingos handelt.

SHARP (1942) beschreibt »ground-ice mounds« von relativ geringer Grösse aus der Tundra der Wolf Creek Region nordwestlich der St. Elias Range (61° N, 140° W). Er interpretiert sie wie folgt:

„... They are formed through updoming of the tundra surface caused by the vertical and lateral growth of bodies of ice in the thawed layer above perennially frozen ground”. (SHARP 1942, p. 421).

Sicher handelt es sich bei diesen »ground-ice mounds« von Sharp weder um Pingos vom Ostgrönland-, noch um solche des Mackenzietypus. Es ist aber denkbar, dass bei genügender Grösse dieser »ground-ice mounds« durch sekundäres Aufsteigen und Hineinwachsen der Permafrostoberfläche ins Innere dieser Frosthügel ein weiterer Pingotypus entsteht. Die von SUMGIN (1940⁺) beschriebenen »perennial ice-mounds« scheinen ähnlicher Entstehung zu sein.

4. Eurasien.

Wir durchgehen das eurasische Permafrostgebiet von Osten nach Westen. GRAVE (1956) berichtet von Bulgunniakhi aus der Gegend des Anadyr-Plateaus (nördliche Breite des Polarkreises und ca. 173° E). Auf einem der grössten der dortigen Exemplare (15—20 m hoch) wurden Überreste eines Jägercamps aus urgeschichtlicher Zeit entdeckt. Eine Altersbestimmung dieser Funde durch OKLADNIKOV (in GRAVE 1956, Übersetzung HOPE, p. 2) ergab für diesen Pingo ein Alter von mindestens 2000 Jahren. Daneben sollen in dieser Gegend auch Pingos von bedeutend jüngerem Alter vorhanden sein, die zurzeit noch weiter wachsen,

“since the process of peating and drying up of the lakes on this terrace is continuing even at the present time accompanied by penetration of the permafrost into the bottom deposits”.

(GRAVE 1956, Übersetzung HOPE p. 2—3). Es scheint, dass diese Anadyr-Bulgunniakhi sowohl in bezug auf Umgebung wie auch auf Entstehungsmechanismus grosse Ähnlichkeit mit den Mackenziepingos besitzen. Es liegt keine Angabe über die Mächtigkeit des Permafrostes dieser Gegend vor. Sie dürfte jedoch nicht allzusehr von den Werten im unteren Anadyrtal abweichen, die von CATCHOURINE (1938, p. 60) und SHVETSOV (1947 b⁺) mit 100 m, resp. 60—150 m angegeben werden.

Seine grösste Mächtigkeit erreicht der Permafrost in Nord-Yakutia und im Becken von Khatanga, für welche Gegend TOLSTIKHIN (1947⁺) Permafrosttiefen bis zu 600 m angibt. Ein Teil der von SHVETSOV (1947 a⁺) erwähnten »ground naledi« aus dem Gebiet der Verkhoyansk- und Kolymaberge ist möglicherweise als Bulgunniakhi vom Charakter

der Ostgrönlandpingos anzusprechen. Hingegen scheinen die von SUSLOV (1947, p. 153) erwähnten 59 grossen Bulgunniakhi im Delta des Indigirka von der Art der Mackenziepingos zu sein. Für Zentral-Yakutia nennt EFIMOV (1946⁺) Permafrostmächtigkeiten bis zu 200 m. KOSMACHEV (1953) berichtet, dass die geradezu klassischen Bulgunniakhi von Yakutia, von denen er sehr schöne Bilder gibt und deren Höhe 20—30 m betragen soll, schon in alten Legenden erwähnt werden, wodurch denselben ein Alter von zumindest mehreren Jahrhunderten zugesprochen werden muss. Er erklärt die Entstehung dieser aussergewöhnlich regelmässigen Bulgunniakhi durch Gefrieren von Grundwasser, das unter hydraulischem Druck in die obersten Bodenschichten aufstieg (KOSMACHEV 1953, p. 112), wodurch eine genetische Verwandtschaft zu den Ostgrönlandpingos angedeutet wird. Andererseits scheinen in dieser Gegend auch Pingos vom Mackenzietypus vorzukommen. Eine Zeichnung in ANGER (1937, Abb. 191) zeigt einen See in der Taiga zwischen Yakutsk und Ochotsk, in dessen Zentrum ein kreisrunder »Aufeshügel« steht, den wir zu den Mackenziepingos zu zählen haben.

Weiter im Süden, in Transbaikalien, wo die mittlere jährliche Lufttemperatur nur wenig unter 0° C liegt (SUMGIN 1932⁺), ist der Permafrost nicht mehr durchgehend. Nach TOLSTIKHIN (1947⁺) erreicht er im oberen Lenabecken trotzdem noch einen Mittelwert von 100 m. Neben den einjährigen Hügeln (1—2 m hoch und 5—30 m im Durchmesser) existieren in Transbaikalien auch vieljährige, bedeutend grössere Hügel (bis 10 m hoch, bis 80 m im Durchmesser). Diese pflegen sowohl auf dem Boden breiter Täler als auch auf Gebirgsrücken zu stehen. Es wird erwähnt, dass sich anstelle des Gipfels oft eine kraterförmige Vertiefung bilde. In dieser befindet sich oftmals ein Morast, bisweilen ein kleiner See. Nicht selten fliesst ein durch Grundwasser gespiesener Bach aus einem zumeist nach Süden gerichteten Durchbruch im Krater. »An dem Bau einiger Hydrolakkolithe des Indoga-Gebietes nehmen Juratonschiefer und -sandsteine teil«. (TOLSTIKHIN 1932⁺, p. 65).

Die Bulgunniakhi Transbaikaliens zeigen eine erstaunliche Übereinstimmung mit den Pingos von Ostgrönland.

Der Permafrost des Tunguska-Beckens ist in seinen nördlichen Partien bis 500 m dick; im Süden hat er hingegen viele Löcher (TOLSTIKHIN 1947⁺). Die von KUSHEV (1934⁺) beschriebenen Pingos dieses Gebietes, deren Höhen zwischen 1 m und 12 m variieren, liegen in der Übergangszone von kontinuierlichem zu diskontinuierlichem Permafrost (zwischen 64° und 66° N).

Im Mündungsgebiet des Enisei, wo die Permafrostmächtigkeit rund 140 m beträgt, stellte RYBUKHN (1939⁺) in der Nähe der Mündung des Mala Kheta-Flusses Bulgunniakhi fest, die eine Höhe bis zu 22 m und einen Durchmesser bis zu 50 m aufwiesen.

Im Norden der Westsibirischen Tiefebene erreicht der Permafrost Mächtigkeiten bis zu 400 m (TOLSTIKHIN 1947⁺), verschwindet aber im Süden dieser Niederung völlig. ANDRÉIEV (1936⁺) widmete den »Hydrolakkolithen« der dortigen Tundra eine detaillierte Studie. Es steht ausser Zweifel, dass Andréievs »Hydrolakkolithe« geradezu klassische Pingos sind. Von EVLADOV (1937⁺) wissen wir ferner, dass viele Pingos des nördlichen und zentralen Teiles der Halbinsel Yamal durch Radialspalten zerrissen und im Abbau begriffen sind.

Aus dem Nordural werden »Hydrolakkolithe« und »Torfhügel« von 10—40 m Durchmesser und bis 1,5 m Höhe erwähnt (BOCH 1948⁺). Im Innern dieser Gebilde wurde unter einer Schicht von dichtem Torf blaues Eis mit Luftblasen gefunden, während andere Wasser enthielten. Die von KATS (1937⁺) erwähnten »peat mounds« der Halbinsel Kola und des Pechoratales sollen 3—4 m hoch sein, einen Durchmesser von 15 m und mehr haben. In beiden Fällen wird Entstehung durch hydrostatischen Druck postuliert. Möglicherweise sind beide Vorkommen zu jenem dritten, Seite 109 erwähnten Pingotypus zu zählen, den wir nicht speziell bearbeiteten und dessen Eiskörper durch Summation von sehr vielen Jahreszuwachsen und gleichzeitiges Aufsteigen der Permafrostoberfläche entsteht.

Die Verhältnisse in Eurasien zusammenfassend, sehen wir, dass die Pingos nicht auf Yakutia beschränkt sind, sondern von der Beringstrasse bis ans Weisse Meer und bis weit nach Süden auftreten (siehe auch TIKHOMIROV 1948⁺). Dass die Merslotà in Sibirien bis weit nach Süden in den borealen Nadelwaldgürtel hineinreicht, zum Teil sogar darüber hinaus bis an die Steppengebiete nördlich der Wüste Gobi vordringt, bringt in bezug auf die Pingos gewisse Modifikationen der Form und des Entstehungsmechanismus mit sich. In jenen südlichen Permafrost gebieten ist das Phaenomen der »ständigen Auftauzone« verbreitet (TROLL 1944, p. 645). Es ist dies eine spezielle Art von Talik in Gebieten, wo der Permafrost nicht mehr im Gleichgewicht steht mit dem heutigen Klima, sondern im Abbau begriffen ist (Degradation) und daher eigentlich nur noch als Relikt existiert.

C. Ergebnisse der Studie über die Verbreitung der Pingos.

Der Überblick über die weltweite Verbreitung der Pingos bestätigt die starke Abhängigkeit derselben vom Vorhandensein von Talik im Bereich des Permafrostes.

Besonders die Pingos vom Ostgrönlandtypus sind an spezielle Permafrostverhältnisse gebunden. Schon TOLSTIKHIN (1933⁺) stellte fest, dass Intra- und Subpermafrostwasser hauptsächlich in Zonen geringer Permafrostmächtigkeit zu finden sind. Wo die Permafrostmächtigkeit

sehr gross und die Auftautiefe gering ist, nimmt die Erwartung für das Auftreten von Pingos stark ab. Möglicherweise liegt darin die Antwort auf die Frage, warum zumindest bisher keine auffälligen Pingovorkommen von der Taimyr-Halbinsel und den Nordsibirischen Inseln gemeldet wurden. Eventuell trifft diese Erklärung auch für das fast völlige Fehlen von Pingos auf den Inseln der Kanadischen Arktis zu.

Der Abriss der Pingoverbreitung macht uns ferner auf die Bedeutung der Materialgrundlage aufmerksam: Kristallingesteine scheinen sich nicht besonders für die Pingobildung zu eignen. Es ist dies sicher weniger eine Frage des mechanischen Widerstandes während des Aufwölbungsprozesses als vielmehr eine solche der Art und Weise der Grundwasserführung. Dies mag erklären, warum wir aus den Kristallinzonen von Ostgrönland keine Pingos kennen. Diese Feststellung erklärt zumindest teilweise das Fehlen der Pingos im Nordosten des Kanadischen Festlandes.

Zusammenfassend darf festgestellt werden, dass die Pingos vornehmlich in den ausdünnenden Bereichen des kontinuierlichen Permafrostes auftreten. In bezug auf Material und allgemeine Lage zeichnet sich eine starke Bindung an die Alluvionen flacher Ebenen und weiter Talsohlen ab. Das für Pingobildung geeignetste Material scheinen alluviale Sande zu sein. Es trifft dies vor allem für den Mackenzietypus zu. Für die Pingos des offenen Systems eignet sich auch gewachsener Fels, vorausgesetzt, dass er grundwasserführend ist; besonders schiefrige und feingebankte Sedimentgesteine, die zudem durch geologische Störungen wie Verwerfungen, Basaltgänge etc. coupiert sind, bieten ein gutes Substrat für Pingos vom Grönlandtypus.

VIII. SCHLUSSBETRACHTUNG

Es war ein Hauptanliegen dieser Arbeit, eine möglichst gute morphometrische Grundlage für die Beantwortung der Frage nach der Entstehung der Pingos zu beschaffen.

Ausgedehnte Grabungen und Bohrungen in Pingos von zwei verschieden gearteten Gegenden der Arktis, dem bergigen Ostgrönland und dem flachen Mackenzie Delta in Nordkanada, wurden in Querschnitte zusammengefasst. Der Vergleich dieser Profile zeigt eine grosse Übereinstimmung in bezug auf den allgemeinen Aufbau der Pingos in Ostgrönland und im Mackenzie Delta. Auch die kristallometrischen Untersuchungen von Pingoeiskörpern zeitigten keine Unterschiede für die beiden Gebiete. Es handelt sich um Eis, das die gleichen Charakteristika zeigt wie dasjenige in kaum bewegten Gletscherzungen oder Toteis.

Trotz der vielen Übereinstimmungen und der grossen Ähnlichkeit im allgemeinen Erscheinungsbild der beiden Vorkommen müssen doch zwei wesentlich verschiedene Entstehungsmechanismen angenommen werden. Die Ostgrönlandpingos sind ein eigenartiges, permafrostbedingtes Phänomen im Kreislauf des meteorischen Wassers jener Gegend. Sie sind das Produkt eines offenen Systems. Die Mackenziepingos hingegen verdanken ihre Entstehung einem geschlossenen System. Es ist dies eine andere Formulierung der Tatsache, dass sich die Ostgrönlandpingos unter Ausweitung oder Neubildung von Talik, also im Zusammenhang mit einer lokalen Degradation des Permafrostes entwickeln; die Pingos des Mackenzie Deltas hingegen entstehen durch Einengung eines bestehenden Talikraumes, d. h. dort, wo der Permafrost lokal in Aggradation begriffen ist.

Diese Unterschiede bringen es mit sich, dass wir von den Ostgrönland- und Mackenziepingos als von zwei getrennten Typen sprechen müssen. Möglicherweise lassen sich aus der Fülle der pingoartigen Gebilde weitere selbständige Pingotypen ausscheiden.

Im Gebiet der Ostgrönlandpingos (70—74° N) besitzt der Permafrost eine ungefähre Mächtigkeit von 100 m. Die Mackenziepingos treten nur wenig südlicher auf (69—70° N). Die dortige Permafrostmächtigkeit dürfte ungefähr dieselbe sein. Eigene Feldbeobachtungen in Verbindung

mit Literaturstudium über die Verbreitung der Pingos zeigte, dass die Pingos in einem bestimmten Breitenbereich auftreten, der an spezifische Klima- und Permafrostverhältnisse geknüpft ist. Dieser Gürtel befindet sich in grossen Zügen zwischen 65° und 75° N, in bezug auf den Permafrost dort, wo dieser noch mehr oder weniger zusammenhängend ist, anderseits aber merklich auszudünnen beginnt. In Sibirien weitet sich der Pingogürtel beträchtlich nach Süden aus.

Obwohl noch keine präzisen Angaben über die Lebensdauer der Pingos möglich sind, darf gesagt werden, dass der Auf- und Abbau sowohl der Mackenzie- wie auch der Ostgrönlandpingos sich über sehr grosse Zeiträume erstreckt. Es muss mit Jahrhunderten, eventuell Jahrtausenden gerechnet werden. Die von SCHOUMSKY (1955, Übersetzung 1957, p. 123) geschätzte, jährliche Höhenzunahme von 0,5 m dürfte selbst von schnell wachsenden Ostgrönlandpingos nur selten überschritten werden.

Die beiden in dieser Arbeit beschriebenen Pingotypen kommen als Trinkwasserlieferanten in Frage. Auf Grund des Entstehungsmechanismus darf bei den Quellen der Ostgrönlandpingos nicht mit einer grossen, dafür aber langanhaltenden Ergiebigkeit gerechnet werden. Das Schmelzwasser in den Kraterseen der Mackenziepingos ist auch dann trinkbar, wenn das Wasser der Umgebung salzig oder brackisch ist. — In den Eiskörpern einiger Pingos haben die Eskimos Kühlräume zum Aufbewahren von Fleisch eingerichtet.

Die verschiedentlich geäusserte Vermutung, die Pingos seien eine arktische Variante der Schlammvulkane, welche letztere als Erdölanzeiger bekannt sind, darf auf Grund dieser Arbeit abgelehnt werden.

Pingos sind eine eigenartige Form von grossmasstäblicher Umgestaltung der obersten 100 m der Lithosphäre in Permafrostgebieten. Oftmals erfassen sie nicht nur die Alluvionen, sondern auch den anstehenden Fels. Diese zur Geokryologie zu zählenden Prozesse sind weiter verbreitet und wirksamer als bisher angenommen wurde.

In diesem Zusammenhang muss nochmals auf die zahlreichen mar- und sölleartigen Gebilde in einigen west- und nordeuropäischen Tiefländern hingewiesen werden, die eventuell als Pingorelikte zu erklären sind (cf. p. 101).

IX. SUMMARY

1. General remarks.

Pingos are conical-shaped hills rising to about 160 ft. (50 m) which, in active form, only occur in permafrost regions.

This paper presents some detailed observations of pingos in two areas of East Greenland, one located south of the Werner Bjerre and the other in the central part of Traill Ø, and relates to these the data and measurements from two typical pingos in the Canadian Arctic, in the northeastern part of the Mackenzie Delta, N.W.T. A review of the literature on the distribution of pingos throughout the northern hemisphere is given.

The field investigations in East Greenland were made while the writer was a member of the Danish expeditions under the leadership of Dr. LAUGE KOCH, during the summers of 1954 and 1955. The field data on the Mackenzie Delta pingos were collected by the author in the spring of 1955 under the sponsorship of the Arctic Institute of North America.

The aim of this work is threefold: 1) to contribute to the knowledge of a) the internal structure and b) the origin of pingos; 2) due to the nature of pingos it is also a study of some aspects of groundwater in permafrost regions; and 3) it is an attempt to apply methods and techniques of soil and ice research to solve a morphological problem.

2. East Greenland pingos.

A. Description:

Some pingos are of a perfectly conical shape (Fig. 3 and Tafel II); many are oblong or irregular in outline (Fig. 5). Very frequently they occur in groups (Tafel V). In some cases new pingos are growing inside the remnants of former ones (Tafel IV). The East Greenland pingos occur in the gravel bottom of wide glacial valleys, both in the middle of them and along their sides, but they are also found on slopes with an angle of up to 8°. Measurements showed heights ranging up to 120 ft.

(38 m), "Gletscherpingo", and base circumferences of up to one mile (1,6 km), "Antezedenzpingo".

The work was concentrated on obtaining cross-sections to show the internal structure. Digging and drilling revealed that the East Greenland pingos are composed as follows:

- 1) a covering of mineral material, 10 to 60 ft. (3—20 m) thick, being either of bedrock (Fig. 6, 7, 11) or of mainly frozen loose material, such as gravel, sand, silt, and clay (Fig. 32).
- 2) beneath the cover an ice body of undetermined size; drill holes to a depth of even 40 ft. (13 m) failed to reach the bottom of the ice. Studies of some crystallographic characteristics (grain size, shape and distribution, air bubbles, density) showed this pingo ice to bear a close resemblance to very slow-moving glacier ice or dead ice. The presence of cataclastic ice and thin, folded, layers of enclosed silt and clay at the edge of the ice body indicated that differential movement had resulted in both rigid and plastic reaction. However diapirism, due to the difference in specific gravity between ice and soil or rock, could not be proved so far.
- 3) Water and gas were rising up through the ice body in some of the pingos. Isotopic and geochemical analyses of samples of these substances gave the following results: a) the water and gas are not of juvenile but of local meteoric origin, b) the high content of mineral salts in the water supports very strongly the hypothesis of a sub- and intrapermafrost origin, both water and gas having been stored below and within the permafrost for a long time. The analysis showed no indication of relationship to bituminous sediments.

B. Interpretation:

The East Greenland pingos develop where sub- or intrapermafrost waters penetrate into the permafrostzone, forced up by hydrostatic pressure, with a relatively small temperature difference between this water and the frozen ground and at a low rate of flow. Within the upper part of the permafrost zone the uprising water produces a hydrolaccolith *sensu stricto* which, with further reduction of the temperature, will become the ice body. The crystallization pressure of this process together with the hydrostatic pressure will exceed the pressure and force of cohesion of the overlying layers of frozen or unfrozen clays, gravels, or even bedrock. As the upward forces are concentrated within a relatively small area, the resulting pingo-heave will be of volcanic shape. Exceptions to this regular shape are produced when the sub- and intrapermafrost water rises up along geological fissures such as basalt dykes, faults, etc., which weaken the permafrost.

The formation of subsidiary pingos, and of secondary springs, with, at the beginning, a high content of mineral salts, is explained by a "cold accumulation" within the mature main pingo.

The destruction of the East Greenland pingos is caused by three factors:

- 1) the rupturing of the top during growth;
- 2) the melting of the ice body by the penetration of summer warmth through the weakened mineral cover;
- 3) the sub- and intrapermafrost water rising through and thus melting the ice body, and feeding the lake;
- 4) the overflow from the lake breaking down the containing walls and destroying the original symmetry of the pingo. This should be borne in mind when searching for fossil pingos.

The life cycle of the East Greenland pingos is related to an open system, the atmosphere being connected with the sub-permafrost zone by unfrozen gaps through the permafrost. The chief genetic force, hydrostatic pressure, results largely from the surrounding mountains, which range in height from 1000 to 6000 ft.

3. Mackenzie Delta pingos.

A. Description:

The region east of the Mackenzie Delta where this type of pingo occurs is a gently rolling, subdued landscape with little relief. Thousands of round lakes and swamps lie between the smoothed hills; nearly all the pingos, themselves circular or slightly oblong in outline, are situated in the geometric centre of such shallow lakes, or former lake basins. The highest pingo seen by the author had a summit elevation of 160 ft. (50 m) above its base level. The detailed work was done on "Crater Summit Pingo" and "Sitiyok Pingo", with heights of 136 ft. (41 m) and 30 ft. (9 m) respectively, the higher being situated in a correspondingly larger basin. Both overtopped the surrounding low relief. The summit of "Crater Summit Pingo" was much fractured (Tafel I).

Extensive digging and drilling in these two pingos showed an internal structure practically identical with that of the pingos in East Greenland. The overlying mineral cover, 47 ft. (15 m) and 17 ft. (5 m), respectively, was composed of clay and peat in its upper section, and of Pleistocene deposits and old deltaic sands in its lower section, beneath which was the ice body. Analysis of the ice crystals, their size, shape, and the distribution of air bubbles, revealed very similar results to those obtained from the Greenland pingo ice.

No outflow of sub- and intrapermafrost water was observed.

B. Interpretation:

The pressure which results in the updoming of the Mackenzie pingos is developed by the penetration of the permafrost into "talik" (an unfrozen space surrounded by permanently frozen ground), normally beneath a lake. When the permafrost advances above a water-bearing stratum, a closed system is set up; the water trapped under increasing pressure, as the gap closes, initiates the upward growth of the pingo (Fig. 40). Based on formulas given by WERENSKIOLD, an approximate minimum size of lake basin, beneath which the permafrost will not close, was calculated.

The destruction of the Mackenzie pingos is largely brought about by the melting of the ice due to the penetration of outside warmth.

The mechanism described for these Mackenzie pingos explains:

- 1) their occurrence in the geometric centre of lake basins;
- 2) the normal condition of only one pingo to each basin (the exceptions occur only where the lake has a complex shape) and
- 3) the absence of newly formed pingos within or related to old, dis-integrated ones, as observed very frequently in East Greenland.

4. Distinction and Distribution of Pingos.

The Eskimo name pingo and the Russian word bulgunniakh are both in use. Here the suggestion is made to accept the shorter term, *pingo(s)*, for general international use. In the author's opinion only those updomings in the formation of which the permafrost participates are true pingos. Being intrapermafrost features, pingos are normally of much greater dimensions and longer duration than all those forms of frost heaves and blisters which originate above the permafrost table. The term icing-mound (Russian: naled, German: Aufeishügel) should not be used as synonymous with pingo.

In the area of the East Greenland pingos, 70—74° N, the permafrost has a depth of approximately 300 ft. (100 m); the Mackenzie pingos occur in about the same latitude, 69—70° N and it is estimated that the permafrost is here of about the same thickness. Relating first-hand observations and conclusions to the literature available on pingos, they can be seen to occur in a belt coincident with specific climate and permafrost conditions, existing largely in latitudes 65—75° N, where the permafrost is still continuous but thinning out. In Siberia the pingo belt widens, to extend considerably further south.

So far two types of pingos are distinguished: a) the *open system*, East Greenland type, and b) the *closed system*, Mackenzie type. The pingos of East Greenland develop through an increase or new formation

of taliks, that is, through a local *degradation* of permafrost; whereas, in contrast, the Mackenzie pingos owe their origin to the decrease of a talik space and consequently to a local *aggradation* of permafrost.

5. Pingos as a problem of geomorphology.

Pingos are a peculiar form of large-scale disturbance in the upper 300 feet (100 m) of the lithosphere in permafrost regions. Frequently they affect not only the loose alluvial deposits but also the bedrock. The processes classed as geocryology are much more effective and widespread than previously assumed.

Recent work in Europe has taken advantage of the research and knowledge developed on pingos to further the study of former periglacial conditions, explaining certain peculiar landforms in, for example, France, the Low Countries, Germany, and Denmark as relic pingos.

X. FACHWÖRTERVERZEICHNIS

- Aggradation des Permafrostes*: Vergrößerung der Kaltreserve eines Permafrostkörpers und damit verbundenes Vordringen der Begrenzungsflächen desselben.
- Aktivschicht*: Bodenschicht über dem Permafrost, die jahreszeitlich auftaut und wieder gefriert.
- Aufeis*: Eine Masse von Oberflächeneis, die während der kalten Jahreszeit durch sukzessives Gefrieren von Übergusschichten von Wasser gebildet wird. Das Wasser tritt unter hydrostatischem Druck aus dem Boden oder aus einem zugefrorenen Fluss oder See aus.
- Bulgunniakh(i)*: Russisches Synonym zu Pingo(s).
- Degradation des Permafrostes*: Gegenläufiger Prozess zu Aggradation.
- Eiskeil*: Keilförmige Eismasse in einem von der Oberfläche bis zumeist tief in den Permafrost hineingreifenden Spalt.
- Exzessive Frosthebung*: Ausdehnung des Bodens um mehr als nur die Volumenzunahme des gefrierenden Wassers der betreffenden Schicht. Die molekulare Kohäsion der wachsenden Eiskristalle beschafft zusätzliches Wasser aus der noch ungefrorenen Nachbarschaft.
- Feuchtigkeitsgehalt von Permafrostmaterial*: Verhältnis von Eis, resp. äquivalentem Betrag an Wasser zu mineralischem Anteil in Trockenzustand, berechnet auf der Gewichtsbasis und ausgedrückt in Prozenten der zweiten Komponente.
- Geokryologie*: Lehre von der Durchbewegung der Lithosphäre durch Frostprozesse.
- Grundeis*: Eine Masse mehr oder weniger reinen Eises im gefrorenen, ev. auch ungefrorenen Boden, exklusive überdecktes Gletschereis. Kommt auch am Untergrund untiefer oder ufernaher Partien des Meeres oder von Seen vor.
- Intrapermafrostwasser*: Grundwasser, das in Linsen, Venen etc. im Innern der Permafrostzone steht oder zirkuliert (wobei der Ausdruck Permafrost in allgemeiner Fassung verwendet ist).
- Kaltreserve*: Anzahl Kalorien, die notwendig ist, um das Material einer Permafrostmasse auf 0° C zu erwärmen und das zugehörige Eis zu schmelzen.

Merzlotà: Russischer Ausdruck für Permafrost s. st.; sich nicht in festem Zustand befindendes Material wird von den meisten russischen Wissenschaftlern nicht zur Merzlotà gezählt.

Naled(i): Russisches Synonym zu Aufeis.

Permafrost: a) Allgemeine Fassung: Jene Schichten der Lithosphäre — Lockermaterial und auch anstehenden Fels umfassend — die sich permanent oder zumindest für zwei Jahre auf einer Temperatur unter dem Gefrierpunkt des Wassers befinden.

b) Strengere Fassung: Zusätzlich zu a) muss die Forderung nach festem Zustand erfüllt sein.

Talik: Russischer Ausdruck für eine Schicht oder Zone von Ungefrorenem 1) zwischen Aktivschicht und Merzlotà, 2) im Innern der Permafrostzone, 3) in den ungefrorenen Teilen der Lithosphäre unterhalb der Zone ewiger Gefrorenis.

XI. BIBLIOGRAPHIE

1. Direkte Quellen.

- AHLMANN, H. WILSON, und E. G. DROESSLER, 1949: Glacier ice crystal measurements at Kebnekajse, Sweden. *Journal of Glaciology*, Vol. 1, No. 5, p. 269—274.
- ANDERSON, R. M., 1913: Report on the natural history collection of the expedition. In: Stefansson, V.: *My Life with the Eskimo*. Macmillan Company, New York, p. 436—443.
- ANGER, H., 1937: Sibirien. In: Klute, F.: *Handbuch der Geographischen Wissenschaften*, Bd. Nordasien, usw. Akademische Verlagsgesellschaft Athenaion, Potsdam, p. 125—210.
- BADER, H., 1950: The significance of air bubbles in glacier ice. *Journal of Glaciology*, Vol. 1, No. 8, p. 443—451.
- BALK, R., 1949: Structure of Grand Saline salt dome, Texas. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, Vol. 33, No. 11, p. 1791—1829.
- BLACK, R. F., 1950: Permafrost. Annual Report . . . of the . . . Smithsonian Institute, p. 273—301.
- 1954: Permafrost—a review. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 65, p. 839—856.
- BOAS, F., 1885: Baffin-Land. *Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft*, No. 80, 100 p.
- BONDAM, J., 1955: The geology and mineralisation of the Mesters Vig area, East Greenland. Part 1. General geology. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 135, Nr. 7, 21 p.
- BOYÉ, M., 1957: Clots, laguens et lagunes de la Lande girondine. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, Tome 244, p. 1058—1060.
- BOYÉ, M. und A. CAILLEUX, 1954: Inland ice crystal measurements at Ege, West Greenland. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 15, p. 324—330.
- BROWN, R. J. E., 1956: Permafrost investigations in the Mackenzie Delta. *Canadian Geographer*, No. 7, p. 21—26.
- BÜTLER, H., 1954: Die stratigraphische Gliederung der mitteldevischen Serien in Zentral-Ostgrønland. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 116, Nr. 7, 126 p.
- 1955: Das variscisch gefaltete Devon zwischen Dusens Fjord und Kongeborgen in Zentral-Ostgrønland. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 155, Nr. 1, 131 p.
- CATCHOURINE, C., 1938: Frozen grounds and geomorphological observations in the mouth of the River Anadyr in 1935. *Academii Nauk SSR, Trudy Komiteta po Vechnoi Merzlotе*, Tom 6, p. 3—61 (Russisch mit englischer Zusammenfassung). Siehe SIPRE 1785 unter Kachurin, S.P.
- CAILLEUX, A., 1956: Mares, mardelles et pingos. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, Tome 242, p. 1912—1914.
- 1957: Les mares du Sud-Est de Sjaelland (Danemark). *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, Tome 245, p. 1074—1076.
- CEDERSTROM, D. J. und andere, 1953: Occurrence and development of ground water in permafrost regions. *U.S. Geological Survey Circular* 275, 30 p.

- COOK, F. A., 1955: Near surface soil temperature measurements at Resolute Bay. N.W.T. Arctic, Vol. 8, No. 4, p. 237—249.
- CRAIG, H. und andere, 1956: Isotopic geochemistry of thermal waters. Proceedings of the second Conference on Nuclear Processes in Geologic Settings, Publication 400 of the National Academy of Science, National Research Council, p. 29—38.
- CRAIG, H. und T. K. MAYEDA (in Druck): Variations in the deuterium and oxygen 18 concentrations in meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.
- EPSTEIN, S. und T. K. MAYEDA, 1953: Variations of O¹⁸ content of water from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 4, p. 213—224.
- FLINT, R. F., 1948: Studies in glacial geology and geomorphology (1937). In: Boyd, L. A.: The Coast of Northeast Greenland. American Geographical Society, Special Publication No. 30, p. 91—210.
- FRAZER, J. K., 1956: Physiographic notes on features in the Mackenzie Delta area. Canadian Geographer, No. 8, p. 18—23.
- FROST, R. E., 1952: Interpretation of permafrost features from airphotos. In: Frost action in soils. U.S. Highway Research Board, Special Report No. 2, p. 223—246.
- GRAVE, N. A., 1956: An archeological determination of the age of some hydro-laccoliths (pingos) in the Chuckchee (Chukot) Peninsula. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, Tom 106, No. 4, p. 706—707 (Russisch). Translation 218 R, E. R. Hope, Defence Research Board, Canada.
- GUSSOW, W. C., 1954: Piercement domes in the Canadian Arctic. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 38, No. 10, p. 2225—2226.
- HAMBERG, A., 1915: Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises in Wasser. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 37, p. 583—619.
- HARRISON, A. H., 1908: In Search of a Polar Continent, 1905—07. Arnold, London, 292 p.
- HEIM, ARNOLD (in Druck): Beobachtungen über Diapirismus.
- HEMSTOCK, R. A., 1949: Permafrost at Norman Wells, N.W.T., Imperial Oil Ltd., Calgary, 1953, 100 p.
- HOFER, E., 1957: Arktische Riviera. Kümmerly & Frey Verlag, Bern, 125 p.
- HOPKINS, D. M., T. N. V. KARLSTROM und andere, 1955: Permafrost and ground water in Alaska. U.S. Geological Survey, Professional Paper 264-F, 32 p.
- HOVMØLLER, E., 1947: Climate and weather over the coastland of Northeast Greenland and the adjacent sea. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 144, Nr. 1, 209 p.
- KOCH, L., 1945: The East Greenland ice. *Meddelelser om Grønland*, Bd. 130, Nr. 3, 374 p.
- KOSMACHEV, K. P., 1953: Bulgunniakhi. *Priroda*, 42, No. 11, p. 111—112. (Private Übersetzung ins Englische von Dr. T. Armstrong, Scott Polar Research Institute, Cambridge).
- LEFFINGWELL, E. DE K., 1919: The Canning River region, Northern Alaska. U.S. Geological Survey, Professional Paper 109, 251 p.
- LUNDQVIST, G., 1951: En palsmyr sydost om Kebnekaise. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 73, p. 209—225 (mit englischer Zusammenfassung).
- 1953: Tillägg till pals fragen. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, Bd. 75, p. 149—154 (mit englischer Zusammenfassung).
- MAARLEVELD, G. C. und J. C. VAN DEN TOORN, 1955: Pseudo-sölle in Noord-Nederland. *Tijdschrift van het Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap*, Deel 72, No. 4, p. 344—360 (mit englischer Zusammenfassung).

- MACCARTHY, G. R., 1952: Geothermal investigations on the arctic slope of Alaska. Transactions of the American Geophysical Union, Vol. 33, No. 4, p. 589—593.
- MACKAY, J. R., 1956: Mackenzie Deltas—a progress report. Canadian Geographer, No. 7, p. 1—12.
- MENDENHALL, W. C., 1901: A reconnaissance in the Norton Bay region, Alaska, in 1900. In: Reconnaissances in the Cape Nome and Norton Bay regions, Alaska, in 1900. U.S. Geological Survey, Special Publication, p. 187—218.
- MULLER, S. W., 1947: Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems. Edwards Inc. Ann Arbor, Michigan, 230 p.
- NERSESOVA, Z. A., 1951: Concerning the melting of ice in the ground at negative temperatures. Doklady Akademii Nauk SSSR, Tom 79, No. 3, p. 507—508. Free translation with amendments by I. V. Poiré, U.S. Geological Survey, Frozen Ground Studies.
- O'NEILL, J. J., 1924: Geology of the Arctic Coast of Canada, west of the Kent Peninsula. Report of the Canadian Arctic Expedition 1913—1918, Vol. XI, Part A, Ottawa, p. 1 A—107 A.
- PEDERSEN, A., 1926: De varme Kilder ved Scoresbysund. Meddelelser om Grønland, Bd. 68, Nr. 4, p. 253—257.
- PETROV, V. G., 1934: An attempt to determine the pressure of ground water in pingos. Trudy Komissii po Izucheniyu Vechnoy Merzloty, Tom 3, p. 59—72 (Russisch). (Private Übersetzung ins Englische von Dr. T. Armstrong, Scott Polar Research Institute, Cambridge).
- PIHLAINEN, J. A. und andere, 1956: Pingo in the Mackenzie Delta, N.W.T. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 67, p. 1119—1122.
- PISSART, A., 1956: L'origine périglaciaire des viviers des Hautes Fagnes. Annales de la Société Géologique de Belgique, Tome 79, p. B 119—B 131.
- PLAISANCE, G. und A. CAILLEUX (in Druck): Dictionnaire des sols. La Maison Rustique, Paris.
- PORSILD, A. E., 1925: Iagttagelser over den grønlandske Kildeis (Grl.: Sêrsineq), og dens Virkninger paa Vegetationen og Jordoverfladen. Geografisk Tidsskrift, Bd. 28, Hefte 3, p. 171—179 (mit englischer Zusammenfassung).
- 1938: Earth mounds in unglaciated Arctic Northwestern America. Geographical Review, Vol. 28, No. 1, p. 46—58.
- 1945: The alpine flora of the east slope of Mackenzie Mountains, Northwest Territories. National Museum of Canada, Bulletin No. 101, Biological Series No. 30, 35 p.
- POSER, H., 1932: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. Meddelelser om Grønland, Bd. 94, Nr. 5, 55 p.
- REDOZUBOV, D. V., 1946: The temperature field laws of the permanently frozen ground of the Vorkuta district. Trudy Instituta Merzlotovedeniia im V. A. Obrucheva, Tom 1, p. 137—166 (Russisch mit englischer Zusammenfassung), siehe auch: SIPRE Translation No. 17, 1954.
- RICHARDS, H. G., 1950: Postglacial marine submergence of Arctic North America with special reference to the Mackenzie Delta. Proceedings of the American Philosophical Society, Vol. 94, No. 1, p. 31—37.
- RICHARDSON, J., 1828: Topographical and geological notices. In: Franklin, J.: Narrative of a Second Expedition to the Shores of the Polar Sea in the years 1825, 1826, 1827. Appendix I, p. 1—58.
- 1851: Arctic Searching Expedition, Vol. 1. Longman, Brown, Green and Longman's, London, 413 p.

- ROSENKRANTZ, A., 1940: Geologiske Iagttagelser i Vestgrønland, Sommeren 1939. Meddelelser fra Akademiet for de tekniske Videnskaber, Nr. 1, p. 124—126.
- 1942: The Lower Jurassic rocks of East Greenland, part 2. Meddelelser om Grønland, Bd. 110, Nr. 2, 56 p.
- 1950: Dyndvulkaner. In: Birket-Smith, K.: Grønlands Bogen I. Schultz Forlag, København, p. 112—113.
- ROSENKRANTZ, A. und andere, 1940: Den Danske Nugssuaq Ekspedition 1939. Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, Bd. 9, Heft 5, p. 653—663.
- 1942: A geological reconnaissance of the southern part of the Svartenhuk Peninsula, West Greenland. Meddelelser om Grønland, Bd. 135, Nr. 3, 72 p.
- RUCKLI, R., 1950: Der Frost im Baugrund. Springer-Verlag, Wien, 279 p.
- SAGER, R. C., 1951: Aerial analysis of permanently frozen ground. Photogrammetric Engineering, Vol. 17, No. 4, p. 551—571.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. B., 1927: Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Nr. 7—8, p. 394—427.
- SCHOUMSKY, P. A., 1955: Übersetzung 1957: Principes de glaciologie structurale. Annales du Centre d'Etudes et de Documentation Paléontologiques, No. 22, 309 p. Übersetzt von J. Piétrisson de Saint-Aubin und A. Bauer.
- SCHRADER, F. C., 1904: A reconnaissance in Northern Alaska, etc. in 1901. U.S. Geological Survey, Professional Paper 20, 139 p.
- Seligmann, G., 1949: The growth of the glacier crystal. Journal of Glaciology, Vol. 1, No. 5, p. 254—266.
- SHARP, R. P., 1942: Ground-ice mounds in tundra. Geographical Review, Vol. 32, No. 3, p. 417—423.
- SHVETSOV, P. F., 1946: The part played by permafrost and sub-permafrost waters in the hydrology of the Indigirka and Yana basins. Izvestiya Akademii Nauk SSR, Seriya Geologicheskaya, No. 6, p. 137—152 (Russisch mit englischer Zusammenfassung). (Private, auszugsweise Übersetzung ins Englische von Dr. T. Armstrong, Scott Polar Research Institute, Cambridge).
- SMITH, P. S., 1913: The Noatak-Kobuk region, Alaska. U.S. Geological Survey, Bulletin 536, 160 p.
- STAGER, J. K., 1956: Progress report of the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of the Mackenzie Delta. Canadian Geographer, No. 7, p. 13—20.
- STEFANSSON, V., 1913: My quest in the Arctic, 5. Harper's Magazine, April 1913.
- STOLTENBERG, H., 1935: Der Dauerfrostboden. Geologische Rundschau, 26, p. 412—423.
- SUMGIN, M. I., 1929: Über die ewige Gefrorenis des Bodens. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, Nr. 1—2, p. 27—32.
- SUSLOV, S. P., 1947: Physische Geographie der USSR . . . und Zentral-Asien, Leningrad-Moskau, 544 p. (Russisch), (Private Übersetzung p. 151—153 und p. 170—172 von G. Berner und A. Kröger).
- SVIETOSAROV, I. M., 1934: Hydrogeology of perpetually frozen regions based on investigations in the region of the town of Yakoutsk. Problemy Sovetskoi Geologii, Tom 4, No. 10, p. 119—132 (Russisch mit englischer Zusammenfassung).
- TABER, S., 1930: The mechanics of frost heaving. Journal of Geology, Vol. 38, p. 303—317.
- 1943: Perennially frozen ground in Alaska: its origin and history. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 54, p. 1433—1548.
- TROLL, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. Geologische Rundschau, 34, p. 545—694.

- TROLL, C. 1948: Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Bd. 2, Lfg. 1—3, p. 1—21.
- TSYTOVICH, N. A. und I. M. SUMGIN, 1937: Principles of Mechanics of Frozen Grounds, Academy of Sciences, USSR, Moscow-Leningrad, 432 p. (Russisch), (Zitiert nach Muller, S.W., 1947).
- TYRRELL, J. B., 1904: Crystophenes or buried sheets of ice in the tundra of North America. *Journal of Geology*, Vol. 12, No. 3, p. 232—236.
- UEHLINGER, E., 1954: Die Hungerkrankheit. *Neue Züricher Zeitung*, No. 2272/74, 17. Sept. 1954.
- WARD, W. H., 1952 a: Equipment and techniques. Part 3 in: The Glaciological Studies of the Baffin Island Expedition 1950. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 12, p. 115—121.
- 1952 b: The physics of deglaciation of Central Baffin Island. Part 2 in: The Glaciological Studies of the Baffin Island Expedition 1950. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 11, p. 9—22.
- 1954: Portable ice-boring equipment. Part 2 in: Studies in glacier physics on the Penny Ice Cap, Baffin Island, 1953. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 16, p. 433—436.
- WASHBURN, A. L., 1950: Patterned ground. *Revue Canadienne de Géographie*, Vol. 4, No. 3—4, p. 5—59.
- 1956: Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 67, p. 823—866.
- WERENSKIOLD, W., 1953: The extent of frozen ground under the sea bottom and glacier beds. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 13, p. 197—200.

2. Indirekte Quellen.

(Im Text mit + versehen)

Benutzt als »Referate«, resp. »abstracts« in:

- NEUES JAHRBUCH FÜR MINERALOGIE, GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE, 1935, 1937, 1940, Referate 2. (Untenstehend abgekürzt als: N. Jahrb. Min.).
- SIPRE REPORT 12, 1951—1957. Annotated Bibliography on Snow, Ice and Permafrost. Vol. I—X. Library of Congress, Washington, for: The Snow, Ice and Permafrost Research Establishment, Corps of Engineers, U.S. Army. (Untenstehend abgekürzt als SIPRE.)
- ANDRÉIEV, V. N., 1936: Les hydrolaccolithes des toundras de la Sibérie occidentale, (Russisch). N. Jahrb. Min. 1937, Ref. 2 (Polutoff), p. 117 und SIPRE 3063 (Andreev).
- BEREZANTSEV, V. G., 1947: The strength of permafrost under building foundations, (Russisch). SIPRE 817.
- BOCH, S. G., 1948: Hydrolaccoliths and peat mounds in the Urals, (Russisch). SIPRE 12175.
- DZENS-LITOVSKII, A. I., 1938: Mineral lakes under permafrost conditions, (Russisch). SIPRE 746 und N. Jahrb. Min. 1940, Ref. 2.
- 1945: Kempendian deposits of ice salt, (Russisch). SIPRE 3782.
- EFIMOV, A. I., 1946: Sub-permafrost waters of Central Yakutia, (Russisch). SIPRE 824.
- EVLADOV, V. P., 1937: The map of Yamal, (Russisch). SIPRE 5439.
- KATS, N. Ia., 1937: Swamp types and their distribution over European USSR, (Russisch), SIPRE 12227.

- KUSHEV, S. L., 1934: Geomorphology of the lower course of the Lower Tunguska River, (Russisch). SIPRE 1880.
- NIKIFOROFF, C., 1928: The perpetually frozen subsoil of Siberia. SIPRE 146.
- RIABUKHIN, G., 1939: Certain manifestations of permafrost in the Ust'-Port region, (Russisch). SIPRE 1849.
- SEDOV, V. und P. SHVETSOV, 1940 a: Underground water and naleds in the Northern Yakutsk, (Russisch). SIPRE 6231.
- 1940 b: Naleds and groundwater in the Yana River Basin, (Russisch). SIPRE 9270.
- 1940 c: Across the Cold Pole in the land of enormous naleds, (Russisch). SIPRE 11943.
- SHVETSOV, P. F., 1947 a: The region of Verkhoyansk and Kolyma Mountains as a separate permafrostological and hydrogeological zone, (Russisch). SIPRE 8874.
- 1947 b: Underground waters and ground ice in regions of Anadyr and Ugol Naia Bay, (Russisch). SIPRE 2866.
- SHVETSOV, P. F. und V. P. SEDOV, 1942: Gigantic icings and subterranean waters of the Tas-Khaiakhtakh Range, (Russisch). SIPRE 3519.
- STRUGOV, A. S., 1955: Rupture of a hydrolaccolith, (Russisch). SIPRE 11745.
- SUMGIN, M. I., 1932: Über die Abnahme des Eisbodens . . . in USSR . . . (Russisch). N. Jahrb. Min. 1935, Ref. 2 (Stoltenberg) p. 61, und SIPRE 1727.
- 1935: On the degradation of permafrost, (Russisch). SIPRE 3194.
- 1940: On the formation of perennial ice mounds Bulgunniakhs, (Russisch). SIPRE 7218.
- 1941: Icings and icing mounds, (Russisch). SIPRE 3013.
- TIKHOMIROV, B. A., 1948: The geographical distribution of pingos in Northern Eurasia, (Russisch). SIPRE 11316.
- TOLSTIKHIN, N. I., 1931: Mineral springs of the Transbaikal, (Russisch). SIPRE 5039.
- 1932: Die Grundwasser Transbaikaliens und ihre Hydrolakkolithe, (Russisch). N. Jahrb. Min. 1935, Ref. 2 (Stoltenberg) p. 63—65 und SIPRE 1726.
- 1933: Ground water in the Quaternary formations of permafrost regions, (Russisch). SIPRE 9506.
- 1935: Ground-water of Buriat-Mongolian ASSR, (Russisch). SIPRE 6607.
- 1939: Schematic classification of ground waters in the permafrost. SIPRE 4492.
- 1947: Relief and the distribution of the ground water, (Russisch). SIPRE 8875.
- TOLSTIKHIN, N. I. und N. I. OBDIN, 1936: Icing of the Eastern Zabaikal, (Russisch). SIPRE 3062.

3. Karten.

- Approaches to Port Brabant*, 1950. Canadian Hydrographic Service, Survey and Mapping Branch, Dept. of Mines and Technical Surveys, Ottawa.
- Geological Map of East Greenland* (Parts of Scoresby Land and Jameson Land), 1947, 1:250.000, by H. Stauber, Meddelelser om Grønland, Bd. 143, Pl. 4.
- Hold with Hope* (40), 1951, World Aeronautical Chart 1:1.000.000. Aeronautical Chart Service, U.S. Air Force, Washington.
- Kong Oscars Fjord*, 72 Ö, 2, 1952, Grønland 1:250.000. Geodaetisk Institut, København.
- Mackenzie River Delta*, 1951, 1 inch to 3 miles, preliminary map compiled from aerial photographs.
- Scoresby Sound* (55), 1951. World Aeronautical Chart 1:1.000.000. Aeronautical Chart Service, U.S. Air Force, Washington.
- Voreløbgt Kort Schuchert Flod og Werner Bjerger*, 1:50.000. Northern Mining Company, Copenhagen.

Færdig fra trykkeriet den 18. marts 1959.

CURRICULUM VITAE

FRIEDRICH (FRITZ) MÜLLER von Steinmaur (ZH).

Geboren am 16. April 1926 in Sünikon-Steinmaur als Sohn des Friedrich und der Frieda Müller-Schellenberg, besuchte ich die dortige Primarschule, sowie die Sekundarschule in Schöfflisdorf. Anschliessend absolvierte ich das Kantonale Lehrerseminar Küsnacht (Zch.) und das Oberseminar des Kantons Zürich. Im Frühjahr 1946 erwarb ich als Abschluss dieser fünf Jahre berufsgerichteter Mittelschule das zürcherische Primarlehrerpatent. In den nächsten vier Jahren unterrichtete ich an verschiedenen Schulen und Heimen des Kantons Zürich. Im Sommersemester 1950 schrieb ich mich an der Philosophischen Fakultät II der Universität Zürich für ein Studium in geographisch-geologischer Richtung ein. Als Diplomarbeit bearbeitete ich unter Herrn Prof. Dr. H. Boesch am Geographischen Institut das Thema »Frostbodenerscheinungen in NE- und N-Grönland«, wozu ich in den Sommern 1952 und 1953 im Rahmen der Dänischen Ostgrönland-Expeditionen unter Dr. Lauge Koch die Feldunterlagen beschafft hatte. Das Diplom für das Höhere Lehramt mit Hauptfach Geographie erwarb ich im Frühjahr 1954.

Das Material zur vorliegenden Dissertation wurde auf zwei weiteren Dr. Lauge Koch-Expeditionen in Grönland (in den Sommern 1954 und 1955) und während zwei Aufenthalten in Kanada (September 1954 bis Juli 1955, einschliesslich einer Expedition ins Mackenzie Delta, N.W.T., und Oktober 1955 bis Januar 1956) zusammengetragen. Die Arbeiten in Kanada waren durch ein Stipendium der Carnegie-Stiftung, vermittelt durch die McGill Universität in Montreal und das Arctic Institute of North America, möglich geworden.

Vom Februar 1956 bis zum Januar 1957 nahm ich an der Schweizerischen Mount Everest Expedition 1956 teil. Im Rahmen dieser durch die Schweizerische Stiftung für Alpine Forschungen organisierten Expedition untersuchte ich die glaziologischen und morphologischen Verhältnisse des Khumbugletschers. Seit Juli 1957 bin ich als Naturwissenschaftler an der Abteilung für Hydrologie der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH tätig.

Während meiner Studienzeit besuchte ich Vorlesungen und Übungen bei folgenden Herren Dozenten: In Physik: Prof. Dr. H. STAUB, Prof. Dr. H. WÄFFLER; in Mathematik: Prof. Dr. B. L. VAN DER WAERDEN, Prof. Dr. J. ZÜLLIG; in Astronomie: Prof. Dr. M. WALDMEIER; in Zoologie: Prof. Dr. E. HADORN, Prof. Dr. H. STEINER; in Botanik: Prof. Dr. A. U. DÄNIKER, Prof. Dr. H. WANNER; in Didaktik: Prof. Dr. M. ZOLLINGER, Prof. Dr. E. EGLI, Prof. Dr. K. ESCHER; in Mineralogie und Petrographie: Prof. Dr. P. NIGGLI, Prof. Dr. C. BURRI; in Geologie: Prof. Dr. R. STAUB, Prof. Dr. A. JEANNET, Prof. Dr. H. SUTER (E.T.H.); in Glaziologie: Prof. Dr. ROB. HAEFELI (E.T.H.); in Geographie: Prof. Dr. H. BOESCH, Prof. Dr. HCH. GUTERSOHN (E.T.H.), Prof. Dr. F. K. HARE (McGill Universität, Montreal), Prof. Dr. A. Steinmann, Prof. Dr. W. U. GUYAN, Prof. Dr. K. SUTER, Prof. J. B. BIRD (McGill Universität, Montreal), P. D. Dr. H. CAROL, Dr. M. SCHÜEPP.

TAFELN

Tafel I.

Vollentwickelter Mackenziepingo.

Flugphoto des »Crater Summit Pingos«, 6 km SSW von Tuktoyaktuk, NE-Mackenzie Delta, N.W.T., Kanada; Position $69\frac{1}{2}^{\circ}$ N, 133° W.

Die äusseren Abmessungen dieses Pingos betragen: 900 m für den Basisumfang, 40 m für die Erhebung des höchsten Punktes über das umgebende Marschland. Er wird seiner Grösse und Auffälligkeit wegen von den Seefahrern jener Küsten als Navigationspunkt benutzt.

Eine 14 m mächtige Schicht von ursprünglich horizontalen Fluss- und Seeablagerungen wurde in gefrorenem Zustand bis zu einer Steilheit von 30° bis 45° aufgewölbt und zerbrach dabei in Schollen, die den vollentwickelten Eiskörper nicht mehr in allen Teilen zu schützen vermögen. Der Durchmesser dieser Eislinse darf auf zumindest 150 m veranschlagt werden, deren Dicke im Zentrum auf 55 m. Das Eis derselben ist frei von Verschmutzung und auffallend grosskristallig.

Der »Crater Summit Pingo« ist das Produkt einer langsamen Einengung des Talikraumes (Ungefrorenes, das von Permafrost umgeben ist) im Untergrund des ehemaligen Seebeckens. Nach Unterschreitung des kritischen Seedurchmessers von ca. 600 m entwickelte der weiterhin vordringende Permafrost in dem geschlossenen System (gebildet aus dem wasserstauenden Untergrund und den Fronten des vorrückenden Permafrostes) zunehmend grösseren hydrostatischen Druck (siehe Fig. 40). Die Reaktion erfolgte durch Ausbrechen der eingeschlossenen Wasser in Richtung des geringsten Widerstandes, d. h. nach oben. Beim Eintritt in die Zone der jahreszeitlich schwankenden Temperaturen im neugebildeten Permafrost, was im Mackenzie Delta in einer Tiefe von 10—20 m erfolgt, wurden einerseits die Verbiegungswiderstände im Auflagernden, anderseits die Abkühlung der aufsteigenden Wasser so gross, dass ein Hydrolakkolith s.st. entstand, aus dem sich in situ der Eislakkolith entwickelte.

Im Krater anstehendes Treibholz aus den auflagernden Sedimenten, dessen Alter mittels der C_{14} -Methode auf 28.000 ± 2000 Jahre bestimmt wurde, belässt für das Alter dieses Pingos einen sehr grossen Spielraum.



Tafel II.

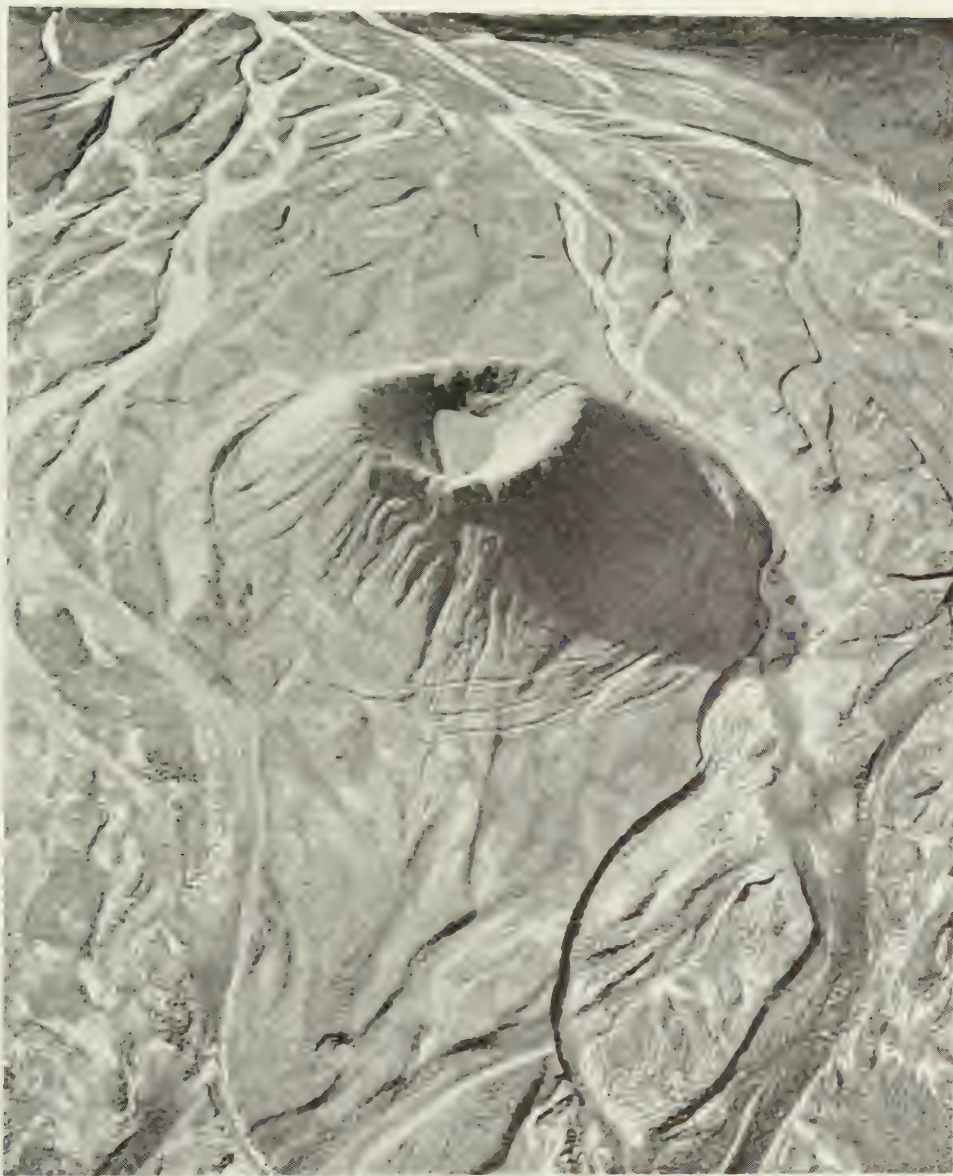
Ostgrönlandpingo im ersten Abbaustadium.

Ca. 30 m hoher Pingo im Randböldalen im Kap Franklingebiet in Zentralostgrönland; Position: 73° 20' N, 22° 20' W. (Flugphoto der Dr. Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer) (siehe auch Bütler 1954, Tafel V.).

Dieser für den Ostgrönlandtypus repräsentative Pingo steht inmitten der recenten Schotterebene einer Talsohle. Er verdankt seine Entstehung dem Aufstieg von Intra- und Subpermafrostwassern und -gasen, die unter dem hydrostatischen Druck der rund 1000 m überhöhenden Umgebung stehen. Die aufsteigenden Wasser waren nach Menge und Temperatur so dosiert, dass kein direkter Durchbruch an die Oberfläche erfolgte. Der Aufstieg kam — ähnlich wie bei den Mackenziepingos — in den obersten 5—15 m des Permafrostes zum Stillstand (siehe Fig. 27). Es entwickelte sich unmittelbar unter diesen versteiften oberflächennahen Permafrostschichten ein Hydrolakkolith s. st. Unter dem Einfluss der Kaltreserve der ungefähr 100 m dicken Permafrostzone wandelte sich der Hydrolakkolith in eine Rieseneislinse um, die die überlagernden Permafrostschichten aufwölbte. Ob diapirisches Aufsteigen der Eiskörper mitwirkt, konnte noch nicht eindeutig abgeklärt werden.

Der kleine Kratersee entstand durch Abschmelzung des Eiskörpers in seinen nicht mehr durch gefrorene Schotter geschützten Partien.

Die regelmässige Vulkanform dieses Pingos spiegelt die punktförmige Wirkungsweise des Entstehungsmechanismus wieder. Wo der Aufstieg der Grundwasser im Permafrost durch geologische Strukturen wie Basaltgänge, Verwerfungen etc. vorgezeichnet ist, was bei den Ostgrönlandpingos sehr oft der Fall ist, entwickeln sich Gebilde von unregelmässigem, zumeist länglichem Grundriss.



Tafel III.

Fortgeschrittenes Abbaustadium eines Ostgrönlandpingos.

Der »Kraterseepingo« im Tal des Karupelv auf Traill Ø in Zentralostgrönland; Position: $72\frac{1}{2}^{\circ}$ N, $23\frac{1}{2}^{\circ}$ W. (Flugphoto der Dr. Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer).

Der Durchmesser des Kratersees variiert zwischen 100 m und 110 m; seine Tiefe beträgt schon wenig Meter vom Ufer entfernt rund 5 m und vergrößert sich gegen das Zentrum allmählich auf 8 m; der Spiegel des Kratersees liegt mindestens 2 m höher als der Karupelv. Der stellenweise senkrechte Kraterwall erhebt sich an seiner höchsten Stelle 12 m über den Seespiegel; die untere Hälfte desselben besteht aus reinem Eis, das von einer dünnen Schicht losen Rutschmaterials überdeckt ist.

Der Abbau der Ostgrönlandpingos wird in den meisten Fällen durch dieselben Elemente bewerkstelligt, die zu dessen Aufbau führten: Sub- und Intrapermafrostwasser und -gase durchstossen den eigenen Eiskörper und lösen ihn einem Jahrhunderte dauernden Prozesse auf. Die Ergiebigkeit der Quelle des »Kraterseepingos« betrug im August 1955 etwas mehr als 3 Liter pro Minute. Am Beispiel dieser und ähnlicher Quellen im Innern von Pingos konnte bewiesen werden, dass die pingo-schaffenden Grundwasser und Gase rein lokal meteorischen Ursprungs sind und weder juveniler Herkunft sind noch mit bituminösen Ablagerungen in Verbindung stehen. — Durch den Überlauf dieser Quellwasser (rechts im Bilde) wurden weitere Teile des Eiskörpers der Abschmelzung durch die Aussenwärme übergeben.



Tafel IV.

Reaktivierung eines Altpingos vom Ostgröndtypus.

Dieses Beispiel von zwei ineinandergeschachtelten Generationen von Pingos befindet sich im Tobias Dal in Ostgrönland; Position: $73^{\circ} 45' \text{ N}$, 21° W . (Flugphoto der Dr. Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer).

Moschusochse (im Halbkreis) deutet die Grössenverhältnisse des abgebildeten Pingos an. Der durch ehemalige Überlaufkanäle zerschnittene Ringwall ist eine typische Altform eines Ostgrönlandpingos, der durch dieselben Grundwasser und Gase zerstört wurde, die ihn aufbauten.

Der durch den Reaktivierungsprozess entstandene Jungpingo ist von kleineren Abmessungen. Die Erfahrung zeigt, dass diese Beobachtung als Regel gelten darf.



Tafel V.

Gruppenbildung bei den Ostgrönlandpingos.

Übersichtsaufnahme der Pingogruppe im Tobias Dal. Im Zentrum ist der Pingo der Tafel IV zu sehen. (Flugphoto der Dr. Lauge Koch Expedition, aufgenommen von E. Hofer).

Durch den Kältepfropf im ausgewachsenen, aber noch nicht desintegrierenden Hauptpingo in die Nachbarschaft abgelenkt (siehe Text Seite 66–68) erzeugen die aufsteigenden Grundwasser sehr oft mehrere Nebenpingos. Solche »Satelliten« sind meistens von unregelmässigem Grundriss, zumeist kleiner und ohne Krater; in der Regel kommt es nur zu einer Rissbildung, nicht aber zu einem Aufbrechen der obersten Permafrostschichten oder gar zu einem Austritt der Grundwasser. Es ist jedoch anzunehmen, dass diese Nebenformen ebenfalls einen Eiskern enthalten. Ihre Lebensdauer dürfte wegen des besseren Schutzes eher grösser sein als diejenige des Hauptpingos, der z. B. in der vorliegenden Gruppe schon nahezu fertig aufgelöst wurde.

Pingoartige Gebilde wie die Nebenpingos sind in gewissen Breiten der Arktis sehr viel häufiger als bisher angenommen wurde.







